



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Gabriela Brandão Ila Maranhão
Leandro José Ouriques Nogueira Nunes

PROJETO MONTE DO CARMO
Mapeamento geológico na região de monte do carmo subárea XIX

FOLHA DE APROVAÇÃO

TÍTULO

XX

XXXX

XX

XX.

Autor: xx.

Monografia submetida ao corpo docente do Curso de Graduação em Geologia, do
Instituto de

Geociências da Universidade de Brasília – UnB, como requisito parcial à obtenção do
grau de

Geólogo.

Banca Examinadora Aprovada por:

XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX- Orientador(a)

Professora da Universidade de Brasília -(UnB)

Doutora em XXXXXXXXXXXXXXXXXXXX- UnB

Xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx - Membro

Professora Adjunta da Universidade de Brasília - (UnB)

Doutora em Geologia - (UnB)

Xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx – Membro

Professora da Universidade de Brasília -(UnB)

Doutora em XXXXXXXXXXXXXXXXXXXX – (UnB)

Brasília, DF

2018

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

GABRIELA MARANHÃO E LEANDRO NUNES

PROJETO MONTE DO CARMO

Mapeamento geológico na região de monte do carmo subárea XIX

PROJETO MONTE DO CARMO

Mapeamento geológico na região de monte do carmo subárea XIX

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Geociências como
requisito à obtenção do diploma do Curso de Graduação em Geologia.

ORIENTADORES

Elton Luiz Dantas (coordenador)

Adriana Horbe

Elder Yokoyama

Eliza Nunes Peixoto

Federico Alberto Cuadros Jiménez

Jeremie Garnier

Luís Gustavo Ferreira Viegas

Natália Hauser

Nilson Francisquini Botelho

Suzan Waleska Pequeno Rodrigues

Brasília, DF

2018

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1.2-1: Mapa de localização das 19 áreas e via de acesso saindo de Brasília-DF. | 2 |
| Figura 1.3.-1: Mapa de distribuição da geomorfologia da área do Projeto Monte do Carmo..... | 3 |
| Figura 1-3:Mapa pedológico da área do Projeto Monte do Carmo..... | 4 |
| Figura 1.3.4-1: Mapa de vegetação potencial da área do Projeto Monte do Carmo. | 5 |
| Figura 1.3.5-1: Mapa de hidrografia da área do Projeto Monte do Carmo. | 6 |
| Figura 2-1: Fluxograma do processamento das imagens Landsat 8 OLI e ALOS/PALSAR junto com os produtos. | 12 |
| Figura 2-2: Localização das Área do Projeto Aerogeofísico da Bacia do Parnaíba e do Projeto Monte do Carmo..... | 16 |
| Figura 2-3:Mosaico de fluxogramas referentes aos processamentos dos dados geofísicos. | 17 |
| Figura 4-1: Mapa dos lineamentos estruturais interpretadas da área do Projeto Monte do Carmo..... | 35 |
| Figura 4-2: Mapa de domínios magnéticos SA3D..... | 36 |
| Figura 4-3: Mapa dos esboços dos domínios magnéticos composicionais. | 37 |
| Figura 4-4: Mapa de domínios composicionais de gamaespectrometria. | 40 |
| Figura 5-1: Mapa de gamaespectrometria da área XIX em escala 1:50.000. | 49 |
| Figura 5-2: Figura x – Foto panorâmica mostra o relevo escarpado sob relevo aplainado e desnível de 240 m..... | 50 |
| Figura 5-3: Foto em encosta da Serra São João Damião em terreno escarpado, mostrando campo sujo e cerradão, disposição dos blocos de granito como afloram. | 50 |
| Figura 5-4: Afloramentos dos granitos da Suíte ipueiras..... | 51 |
| Figura 5-5: Foto de afloramentos de blocos métricos..... | 51 |
| Figura 5-6: Feições característica da Suíte Ipueiras..... | 53 |
| Figura 5-7: Compilado de fotos que mostra disposição dos autólitos e xenólitos. | 54 |
| Figura 5-8: - Características dos veios da Suíte Ipueiras | 55 |
| Figura 5-9As fotografias a seguir são amostras de mão mostrando as feições principais e que mostram os granitos da região..... | 56 |
| Figura 5-10: Compilado de imagens que mostram as principais feições da unidade plutônica da Suíte ipueiras. | 57 |
| Figura 5-11: Diagrama ternário QAP para rochas plutônicas (Streckeisen, 1976)..... | 58 |

| | |
|---|----|
| Figura 5-12: Diagrama de classificação de rochas plutônicas R1-R2 por meio de elementos maiores. (De La Roche, 1980)..... | 60 |
| Figura 5-13: Características geoquímicas das rochas plutônicas da Suíte Ipueiras. | 61 |
| Figura 5-14: Riолitos da Suíte Santa Rosa na área XIX..... | 62 |
| Figura 5-15: A figura a seguir exibe com escala os riолitos que afloram na área XIX. | 63 |
| Figura 5-16: Fotomicrografias dos riолitos da área XIX..... | 64 |
| Figura 5-17: Diagrama QAP para vulcânicas. | 65 |
| Figura 5-18: Mapas de gradiente horizontal total (GHT) e razão eU/eTh, | 66 |
| Figura 5-19: Afloramentos característicos das intrusões máfico-ultramáfico acamadadas | 67 |
| Figura 5-20: Plate de fotos de iteração da unidade máfica com o granito. | 68 |
| Figura 5-21: Fotografias de amostras das intrusões máfica-ultramáfica. | 68 |
| Figura 5-22: Microgabro da intrusão máfica-ultramáfica..... | 70 |
| Figura 5-23:Gabbro da intrusão máfica-ultramáfica..... | 71 |
| Figura 5-24: Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo. | 73 |
| Figura 5-25: Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo..... | 76 |
| Figura 5-26: Figura que mostra as principais feições planares e lineares da área XIX. | 77 |
| Figura 5-27: Compilados de fotos que mostram as disposições dos principais elementos da trama dúctil..... | 78 |
| Figura 5-28: A imagem a seguir mostra a fotografia do afloramento em planta do sienogranito da Suíte Ipueiras..... | 79 |
| Figura 5-29: Mapa de lineamentos de drenagem e de relevo..... | 80 |
| Figura 5-30:Diagrama de roseta do domínio regional de frequência de fraturas..... | 81 |
| Figura 5-31Esquema de imagens das fraturas locais referente ao domínio I..... | 82 |
| Figura 5-32:Compilado de fotos que mostra a disposição das fraturas nos corpos máficos..... | 84 |
| Figura 5-33: Diagrama de roseta do domínio II de frequência de fraturas. | 85 |
| Figura 5-34: Compilado de fotos que mostram disposição e variedade dos veios, como são encontrados na área XIX. | 86 |
| Figura 5-35: Diagrama de rosetas do domínio regional de frequência de fraturas. | 87 |

| | |
|--|-----|
| Figura 5-36: Compilado de fotos de microestruturas indicativas de deformação no estágio rúptil..... | 88 |
| Figura 5-37: Plate de fotos que mostram a deformação já no estágio dúctil do granito. | 89 |
| Figura 5-38: Fotomicrografia de um sienogranito a nicóis cruzados e aumento de 4x. | 90 |
| Figura 5-39: Compilado de fotos que mostram os dois regimes estruturais. | 91 |
| Figura 5-40: Plate de imagens sobre os regimes e mecanismos de deformação..... | 92 |
| Figura 5-41: Plate de imagens sobre os regimes e mecanismos de deformação..... | 94 |
| Figura 6.1-6-1: Mapa de substâncias requeridas à ANM na área do Projeto Porto Nacional. | 96 |
| Figura 6.26-2: Ouro livre encontrado em veio de quartzo na subárea II, provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5mm..... | 97 |
| Figura 6-3: Mapa de ocorrência mineral da área XIX. | 100 |
| Figura 6-4: Retroespalhamento de elétrons em lâmina TF18_XIX_73.2. | 102 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|----|
| Tabela 1 Tabela resumom dos dados do processamento das imagens Landsat 8 OLI/TIRS e ALOS/PALSAR. | 9 |
| Tabela 2: Tabela de informações das imagens do satélite Landsat 8 OLI. | 10 |
| Tabela 3: Características do levantamento geofísico do Projeto Levantamentos Geofísicos da Bacia do Parnaíba (PRNW). | 15 |
| Tabela 4: Unidades descritas, apresentando as idades e os autores. | 30 |
| Tabela 5: Resultados de análises geoquímicas das amostras pertencentes à unidade plutônica da Suíte Ipueiras. | 59 |
| Tabela 6: Tabela de família de fraturas do domínio I, QN = quadrante norte. | 81 |
| Tabela 7: Tabela de famílias referente ao domínio I. | 82 |
| Tabela 8: Diagrama de roseta do domínio I de frequência de fraturas. | 84 |
| Tabela 9: Tabela de famílias referente ao domínio II. | 84 |

Sumário

| | | |
|--------|--|----|
| 1. | INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1. | Objetivos | 1 |
| 1.2. | LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO | 1 |
| 1.3. | ASPECTOS FISIOGRAFICOS | 2 |
| 1.3.1. | Geomorfologia..... | 2 |
| 1.3.2. | Solo..... | 3 |
| 1.3.3. | Clima | 4 |
| 1.3.4. | Vegetação | 4 |
| 1.3.5. | Hidrografia | 6 |
| 1.3.6. | Aspectos econômicos, políticos e humanos | 6 |
| 2. | MATERIAIS E MÉTODOS | 7 |
| 2.1. | Introdução..... | 7 |
| 2.2. | geotecnologias | 8 |
| 2.3. | Sensoriamento remoto..... | 8 |
| 2.3.1. | Landsat 8 OLI..... | 9 |
| 2.3.2. | ALOS/PALSAR | 11 |
| 2.3.3. | Processamento de dados orbitais | 11 |
| 2.3.4. | Geofísica..... | 13 |
| 3. | SINERGISMO XXXXX..... | 18 |
| 4. | GEOLOGIA REGIONAL | 18 |
| 4.1. | INTRODUÇÃO | 18 |
| 4.2. | CONTEXTO TECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO | 19 |
| 4.2.1. | Litoestratigrafia e Geocronologia..... | 21 |
| 4.2.2. | Arcabouço Geofísico Regional | 32 |

| | | |
|--------|---|-----|
| 5. | GEOLOGIA LOCAL..... | 44 |
| 5.1. | INTRODUÇÃO | 44 |
| 5.1.1. | Unidades litoestratigráficas | 44 |
| 5.2. | GEOLOGIA da área xix..... | 48 |
| 5.2.1. | Unidades Estratigráficas..... | 48 |
| 5.3. | Geologia Estrutural | 72 |
| 5.3.1. | Introdução..... | 72 |
| 5.3.2. | QUADRO ESTRUTURAL REGIONAL | 72 |
| | <i>Domínio IV</i> | 74 |
| | <i>Domínio V</i> | 75 |
| 5.3.3. | Geologia estrutural da área XIX..... | 76 |
| 5.3.4. | Metamorfismo | 91 |
| 6. | Geologia econômica..... | 95 |
| 6.1. | Introdução..... | 95 |
| 6.2. | Recursos minerais do projeto monte do carmo | 96 |
| 6.3. | Recursos minerais da área xix..... | 99 |
| 7. | EVOLUÇÃO TECTÔNICA..... | 102 |
| 8. | INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÕES | 102 |
| 9. | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 103 |

1. INTRODUÇÃO

Neste relatório estão documentadas informações referentes as atividades do Projeto Monte do Carmo em geral e na Área XIX, na escala 1:50.000 cujo principal objetivo é reportar e analisar dados obtidos durante o ano de 2018 durante a regência da disciplina Trabalho de Mapeamento Geológico Final, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB).

A área do Projeto Monte do Carmo está inserida entre as cidades Monte do Carmo e Porto Nacional – TO, folha SC-22-Z-B-VI (MI-1710). Foram divididas 19 subáreas correspondendo a uma área total de 2395 km² estudadas por cinco trios e quatorze duplas.

O contexto geológico da área do Projeto é de complexas associações de terrenos granito-gnáissicos e terrenos granulíticos paleoproterozóicos, assim como rochas sedimentares pertencentes a Bacia do Parnaíba e sequências vulcanossedimentares neoproterozóicas.

O projeto Monte do Carmo foi coordenado pelo professor Dr. Elton Luiz Dantas com orientação dos professores Dra. Susan Pequeno, Dr. Nilson Francisquini Botelho, Dra. Eliza Peixoto, Dra. Adriana Horbe, Dra. Natalia Hauser, Dr. Frederico Jimenez, Dr. Jeremie Garnier, Dr. Gustavo Viegas, Dr. Roberto Ventura, Dr. Helder Yokoyama.

1.1. OBJETIVOS

O presente Trabalho de Mapeamento Geológico Final tem como objetivo contribuir com conhecimento geológicos da área de estudo por meio de aquisição, interpretação e integração de dados e definir a evolução tectônica-estrutural e unidades geológicas do local, tanto em relação aos seus limites quanto à sua litologia. Além disso, um dos principais objetivos é confeccionar, ao final do trabalho, um mapa geológico em escala 1:50.000.

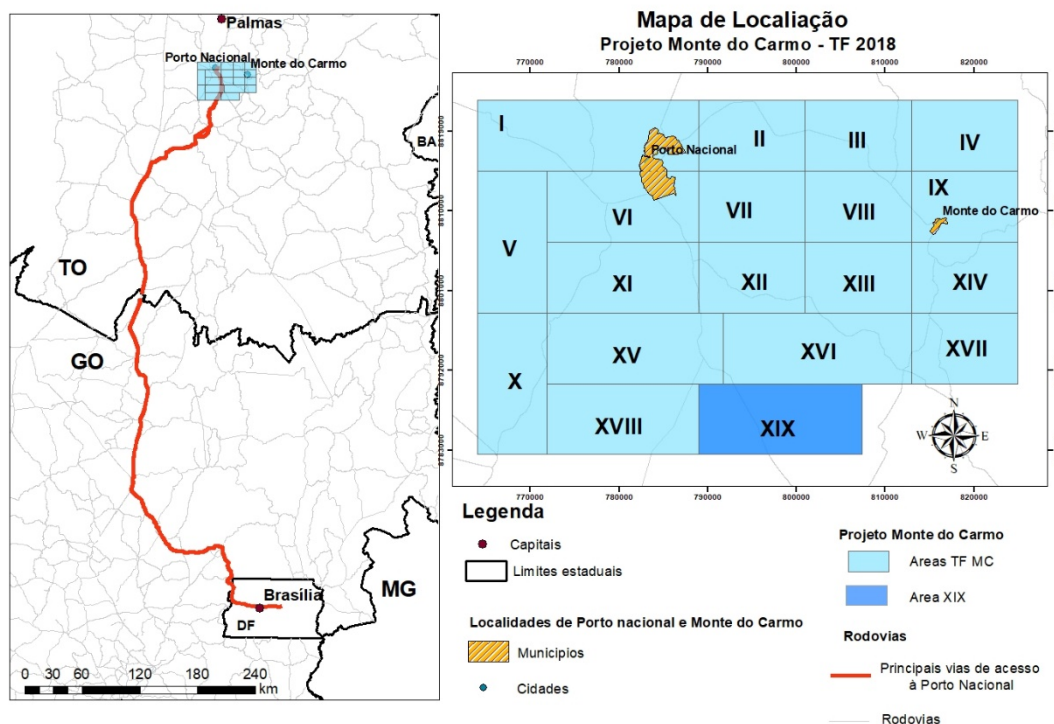
1.2. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo é localizada nas proximidades de Porto Nacional e Monte do Carmo, na porção central do Tocantins a aproximadamente 800 km de Brasília e 64 km de Palmas. A área XIX possui formato retangular alongado E-W de aproximadamente 152 km e está inserida nas cartas topográficas SC-22-Z-B-VI (MI-1710) que foram utilizadas como base de aquisição de dados.

O acesso à área, saindo de Brasília-Distrito Federal, é feito pelo setor de indústrias DF-011/EPIG com rumo à BR-450 e Alto Paraíso de Goiás (GO). Após isso, deve-se seguir pela

GO-118. Já em Tocantins, segue-se pela TO-050 em direção a Porto Nacional/Palmas, até pegar a primeira saída para TO-255 até Monte do Carmo.

Figura 1.2-1-1: Mapa de localização das 19 áreas e via de acesso saindo de Brasília-DF.



1.3. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

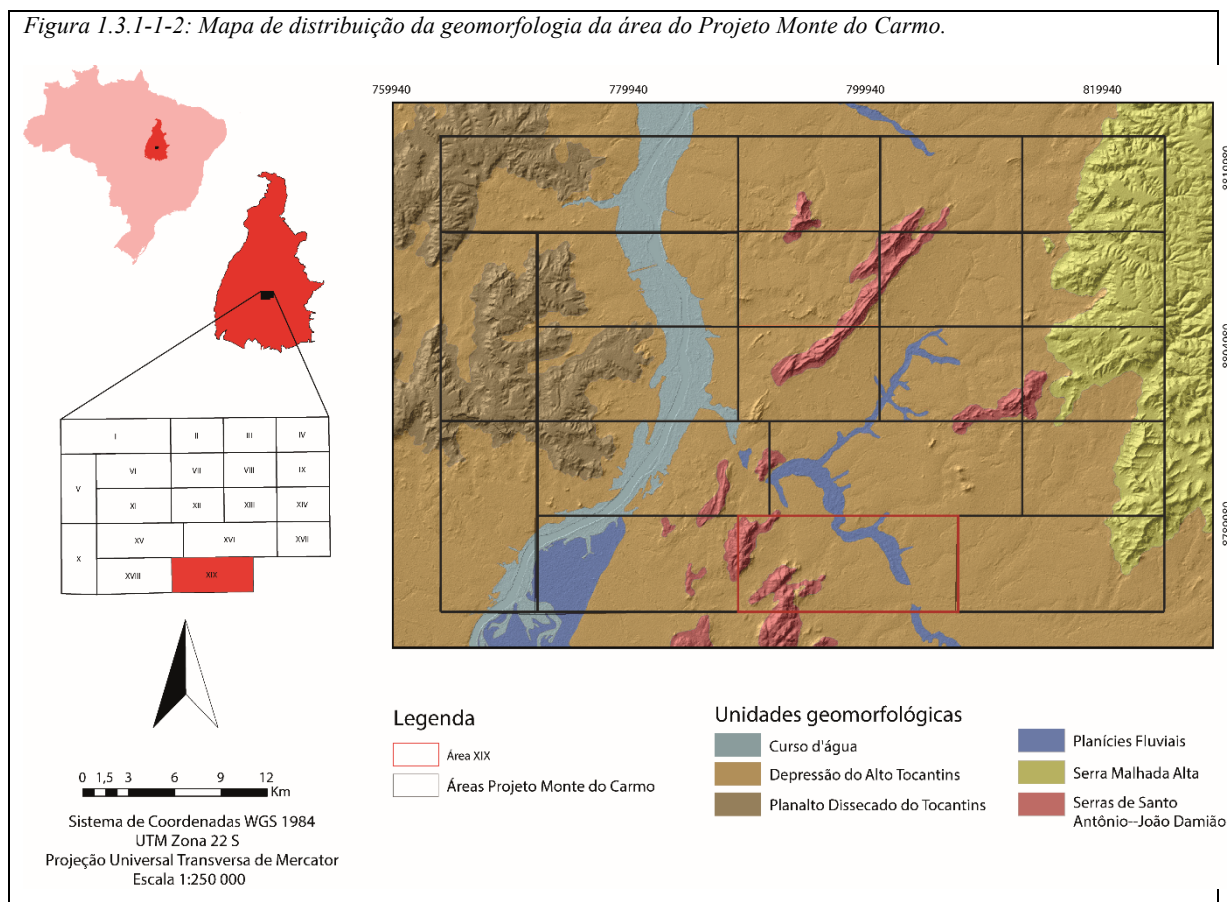
É necessário compreender os aspectos fisiográficos como relevo, vegetação, clima, solos e rede hidrográfica, pois estão diretamente relacionados ao substrato geológico local e corroboram com a interpretação e entendimento das áreas de estudo.

1.3.1. Geomorfologia

A área do Projeto Monte do Carmo é composta geomorfologicamente pelo Planalto residual do Tocantins, fragmentado pelas serras do Lajeado e do Carmo, Malhada Alta e Maria Antônia com cota média entre 500 e 600 metros. O planalto é individualizado pela presença de escarpas abruptas, sob a forma de frentes de cuesta e pela presença de superfícies estruturais tabulares (RADAMBRASIL, 1981). A área de estudo é caracterizada pelo trend preferencial das serras na direção NE-SW formadas por processos de erosão diferencial. A maior parte do

Projeto Monte do Carmo e da subárea XIX apresenta relevo aplainado com domínios escarpados.

Figura 1.3.1-1-2: Mapa de distribuição da geomorfologia da área do Projeto Monte do Carmo.

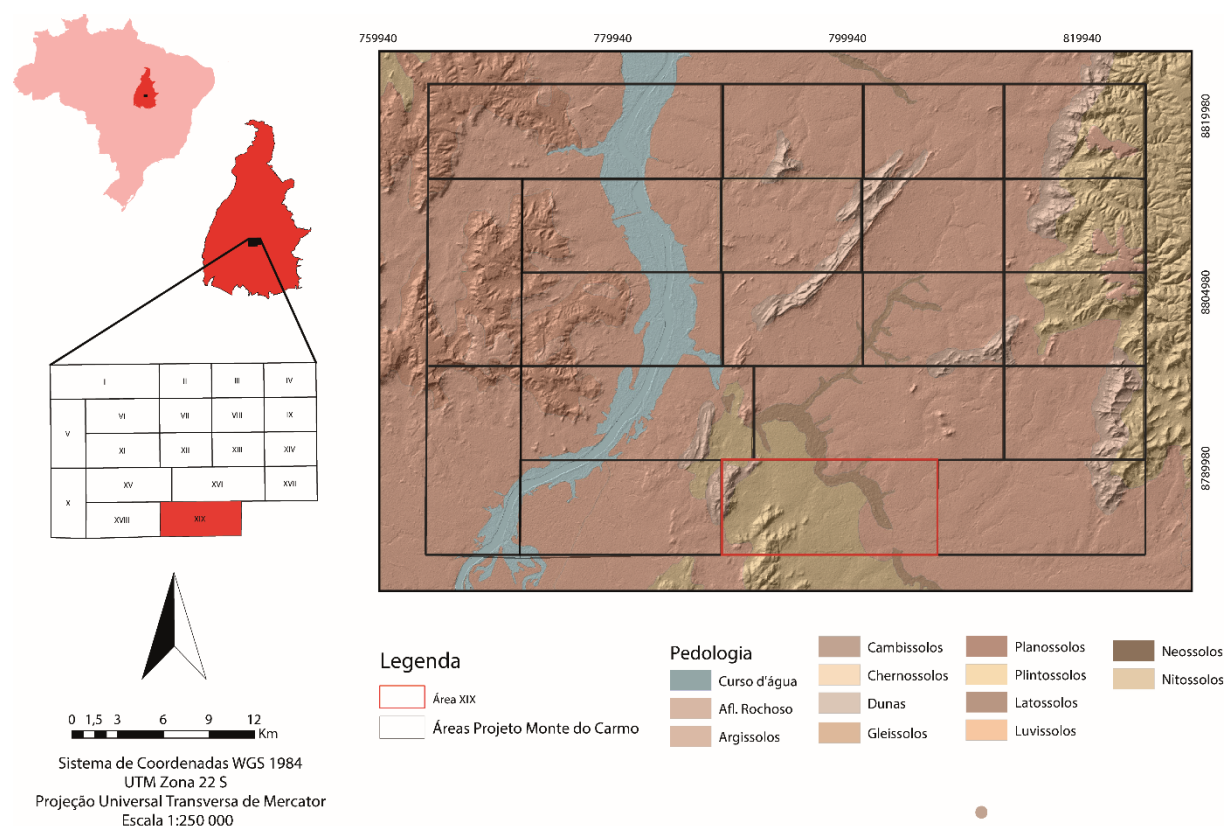


1.3.2. Solo

A pedologia da área do Projeto Monte do Carmo é coberta predominantemente por Latossolo vermelho-amarelo eutrófico, Latossolo vermelho distrófico petroplíntico,

Plintossolo pétrico concrecionário e ocorrências de solos litólicos (RADAMBRASIL, 1981). Existe também grandes ocorrências de Gleissolo, principalmente nas áreas próximas ao Rio Tocantins e outras grandes drenagens e solo Litólico distrófico nas áreas de relevo acidentado e ainda, solos concrecionários Podzólicos vermelho-amarelo nas áreas de cobertura sedimentar da Bacia do Parnaíba.

Figura 1.3.2-1-3: Mapa pedológico da área do Projeto Monte do Carmo



1.3.3. Clima

O clima do estado do Tocantins possui duas estações climáticas bem definidas: tropical subúmido e tropical seco.

Entre maio e setembro, o clima é seco com precipitações pluviométricas mensais entre 19 e 48 mm e entre outubro e abril, a estação é caracterizada por um período chuvoso cuja precipitação pluviométrica mensal varia entre 119 e 272 mm. A região possui temperaturas médias oscilando entre 23°C e 26°C e a precipitação pluvial da região varia entre 1500 e 2100 mm (Lima et al, 2000).

1.3.4. Vegetação

A área de estudo é caracterizada pela região fitoecológica de Savana ou “Cerrado”, que é uma formação herbácea graminosa contínua coberta por plantas lenhosas (RADAMBRASIL, 1981).

A Savana foi dividida pelo projeto RADAMBRASIL (1981) em quatro risionomias: a savana arbórea densa (cerradão), savana arbórea aberta (campo cerrado), savana parque (Parque do Cerrado) e Savana gramínea-lenhosa (Campo).

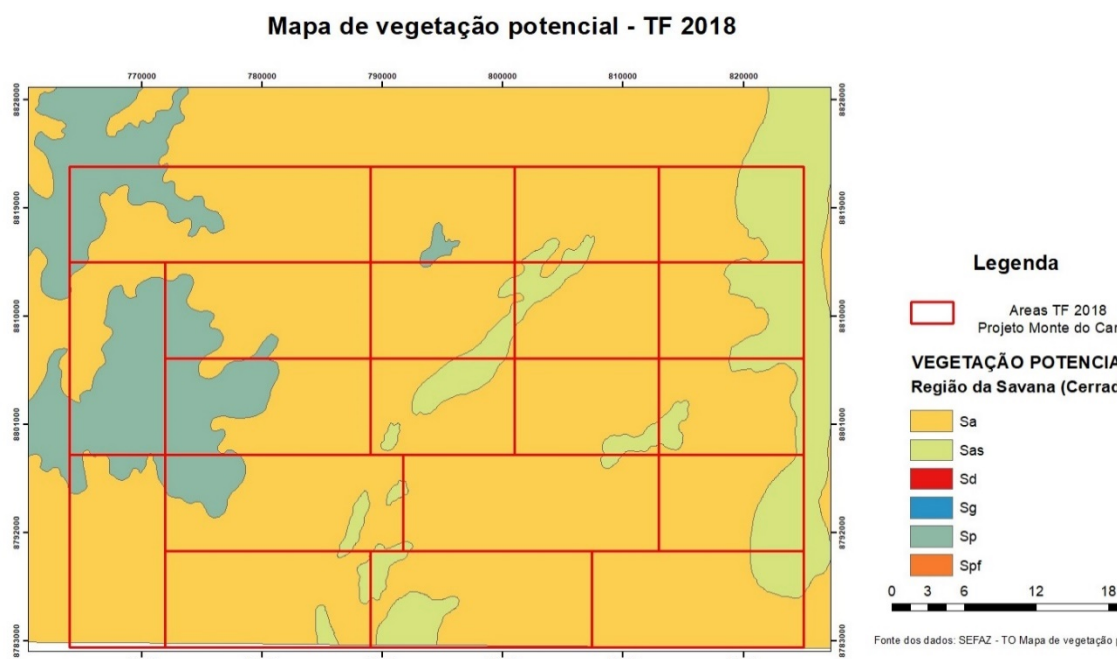
A Savana Arbórea Densa ou “Cerradão” é uma formação campestre e florestada com árvores baixas exclusivas de áreas areníticas lixiviadas e tropicais. Sua principal característica é o caráter arbóreo (até 10 m) com plantas xeromórficas, com grandes folhas coriáceas e perenes, com casca corticosa sem estrato arbustivo nítido, entremeados de plantas lenhosas (RADAMBRASIL, 1981).

A Savana arbórea aberta ou Campo cerrado é uma formação campestre com arvoretas exclusivas das áreas areníticas lixiviadas, queimadas praticamente todos os anos. Sua composição florística é semelhante à da Savana Arbórea densa, mas mais aberta e mais baixa (RADAMBRASIL, 1981).

O Parque Savana é uma formação essencialmente campestre natural ou antrópica. Os naturais são delimitados pelas áreas encharcadas das depressões e quando antrópicas, é encontrada em toda savana alterada pela devastação (RADAMBRASIL, 1981).

A Savana gramínea-lenhosa é uma formação campestre de plantas lenhosas e anãs, porém sem cobertura arbórea além da floresta-de-galeria dos vales (RADAMBRASIL, 1981).

Figura 1.3.4-1-4: Mapa de vegetação potencial da área do Projeto Monte do Carmo.



ribeirões Matança (Córrego Água Suja, devido à lavagem do ouro), até o córrego Sucuri que abastece a cidade. Em 1836, deram-lhe o nome de arraial de Nossa Senhora do Carmo. Em 1911 foi denominado apenas “Carmo”. 30 anos depois, houve outra mudança para “Tairuçu”. Essa denominação durou cerca de 10 anos. Em 1953, o município enfim passou a se chamar Monte do Carmo, como resta até hoje. (Prefeitura de Monte do Carmo/2013)

A Igreja de Nossa Senhora do Carmo, localizada na Praça da Matriz no município de Monte do Carmo, foi tombada como Patrimônio Cultural do Estado do Tocantins, conforme publicação em Diário Oficial em ato inscrito em 25 de setembro de 2012, no Livro do Tombo Histórico e Etnológico e Livro do Tombo Arquitetônico, proporcionando valor histórico, arquitetônico e cultural à obra. A igreja possui mais de 200 anos de idade.

A economia de Monte do Carmo gira entorno da pecuária de corte e a agricultura. O principal motor econômico fica por conta da pecuária de corte que conta com rebanho bovino estimado em 79 mil cabeças de animais. A agricultura não fica atrás, com a expansão do mercado de soja, os agricultores da região estão trabalhando cada vez mais a terra que é benéfica para o plantio e estão obtendo bons resultados não só no plantio da soja, como também no plantio de arroz, milho e outros. O ouro que foi o carro chefe para a criação do município teve uma outra fase de grande importância na economia do início até o final dos anos 80. Hoje ainda se exerce essa atividade, mas com uma escala menor.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. INTRODUÇÃO

O projeto Monte do Carmo foi desenvolvido durante o ano letivo do ano de 2018, mais precisamente entre os meses de março a dezembro, e foi dividido em três etapas: Pré-campo, campo e Pós-campo.

A etapa pré-campo foi a etapa inicial, que teve início no mês de março e perdurou até o mês junho e teve como principais objetivos uma revisão bibliográfica da região de estudo, levando em consideração a evolução tanto do conhecimento sobre a província Tocantins, com um enfoque principal na região entre as cidades de Porto Nacional e Monte do Carmo tanto quanto da geologia da região do projeto para auxiliar no entendimento da geologia regional.

Durante essa etapa também foram gerados produtos geofísicos que permitiram a delimitação de contatos preliminares e geração de um mapa geológico preliminar, além da utilização da metodologia do sensoriamento remoto, como fotointerpretação e processamento

de imagens afim de auxiliar na geração do mapa geológico preliminar e da confecção do mapa base para utilização na etapa posterior.

A etapa campo foi realizada durante o mês de julho, mais precisamente entre os dias 1 e 21 de julho. Nessa etapa do projeto, equipes de duas ou três pessoas foram designadas para mapear uma subárea dentro da região do projeto e cada equipe fazia perfis seções geológicas afim de descrever as principais feições geológicas, além de aspectos geomorfológicos e da vegetação local.

Cada equipe tinha sobre sua posse GPS, bússola, marreta e ácido clorídrico para uma descrição bem-feita sobre a geologia de cada área.

A etapa pós campo foi realizada durante o decorrer do segundo semestre do ano de 2018. Nela, as amostras selecionadas tomaram o destino para confecção de lâminas delgadas e análises químicas. Durante toda essa etapa, o escopo final era a integração dos dados adquiridos nas etapas anteriores e confecção do mapa geológico final de escala 1:50.000 do projeto Monte do Carmo.

2.2. GEOTECNOLOGIAS

As geotecnologias são os conjuntos de tecnologias para a coleta, processamento e análise de dados geográficos referenciados. O conjunto de soluções em *hardware*, *software* e *peopleware* constitui o universo das geotecnologias. Dentre elas podemos destacar os sistemas de informações geográficas (GIS) e cartografia digital, processamento de imagens e sensoriamento remoto e o sistema de posicionamento global (GPS) (Rosa, 2005).

No âmbito do projeto Monte do Carmo, a utilização desses processos foi de fundamental importância para o decorrer do projeto, tanto na integração de dados de sensores quanto na geofísica, revelando características sobre seus aspectos morfológicos e sobre a composição química e estrutural da região. A tendência dessa nova área nas geociências é sempre crescer, afim de otimizar o trabalho e aprofundar o olhar do geólogo sempre para mais distante.

2.3. SENSORIAMENTO REMOTO

O sensoriamento remoto trata-se de uma técnica de obtenção de imagens dos objetos da superfície terrestre sem que haja um contato físico de qualquer espécie entre o sensor e o objeto (Menezes e Almeida,). É utilizado sobre o sensoriamento um método lógico sistemático que foi impregnado no decorrer do trabalho afim de extrair suas principais zonas homólogas a partir de

padrões de relevo, drenagem e estruturação, que refletem a estruturação, feições geológicas e variações composicionais.

Durante o projeto foram utilizados dados e processamento de imagens dos sensores LANDSAT 8 OLI e ALOS/PALSAR afim de retirar o máximo de informações relacionadas às variações geomorfológicas e estruturais indicando uma possível variação litológica. Os dados foram retirados *site* do serviço geológico dos Estados Unidos da América junto com a NASA na plataforma *online* denominada *Earth Explorer*. As imagens LANDSAT 8 OLI foram retiradas de duas cenas e feito um mosaico, e as imagens ALOS/PALSAR foram retiradas de 4 cenas e feita um moisaco, como consta na tabela abaixo.

Tabela 1 Tabela resumom dos dados do processamento das imagens Landsat 8 OLI/TIRS e ALOS/PALSAR.

| SENSOR | CODIGO | DATA DE AQUISIÇÃO |
|-----------------------|--|-------------------------|
| LANDSAT 8 OLI/TIRS | LC08_L1TP_222067_20170917_20170929_01_T1 | 29/09/2017 |
| | LC08_L1TP_222068_20170917_20170929_01_T1 | 29/09/2017 |
| ALOS/PALSA R | aP_26854_FBS_F6960_RT1 | |
| | AP_27277_FBS_F6960_RT1 | |

2.3.1. Landsat 8 OLI

O projeto LANDSAT (*Land Remote Sensing Satellite*) foi lançado em 1972, e em 2013 recebeu sua versão mais recente, o LANDSAT 8 com os sensores OLI e TIRS. Possui no total 11 bandas espectrais que captam imagens com as seguintes resoluções espaciais: as bandas de 1 a 7 além da banda 9 possuem resolução espacial de 30m (multispectral) e a banda 8 possui resolução espacial de 15m (pancromática). As bandas restantes, 10 e 11, são termais e possuem resolução de 100m.

Tabela 2: Tabela de informações das imagens do satélite Landsat 8 OLI.

| SENSORES | BANDAS ESPECTRAIS | COMPRIENTO DE ONDA (µm) | RESOLUÇÃO ESPACIAL (m) | Tipo do sensor |
|-----------------|--|--------------------------------|-------------------------------|-----------------------|
| OLI | Banda 1 - Ultra azul (Aerosol/Costeiro) | 0.43 - 0.45 | 30 | MS |
| | Banda 2 - Azul | 0.45 - 0.51 | 30 | |
| | Banda 3 - Verde | 0.53 - 0.59 | 30 | |
| | Banda 4 - Vermelho | 0.64 - 0.67 | 30 | |
| | Banda 5 - Infravermelho (IR) | 0.85 - 0.88 | 30 | |
| | Banda 6 - Infravermelho de ondas curtas (SWIR 1) | 1.57 - 1.65 | 30 | |
| | Banda 7 - Infravermelho de ondas curtas (SWIR) 2 | 2.11 - 2.29 | 30 | PAN |
| | Banda 8 - Pancromática | 0.50 - 0.68 | 15 | |
| | Banda 9 - Cirros | 1.36 - 1.38 | 30 | |
| TIRS | Banda 10 - Infravermelho Termal | 10.60 - 11.19 | 100 | TERMAL |
| | Banda 11 - Infravermelho Termal | 11.50 - 12.51 | 100 | |

2.3.2. ALOS/PALSAR

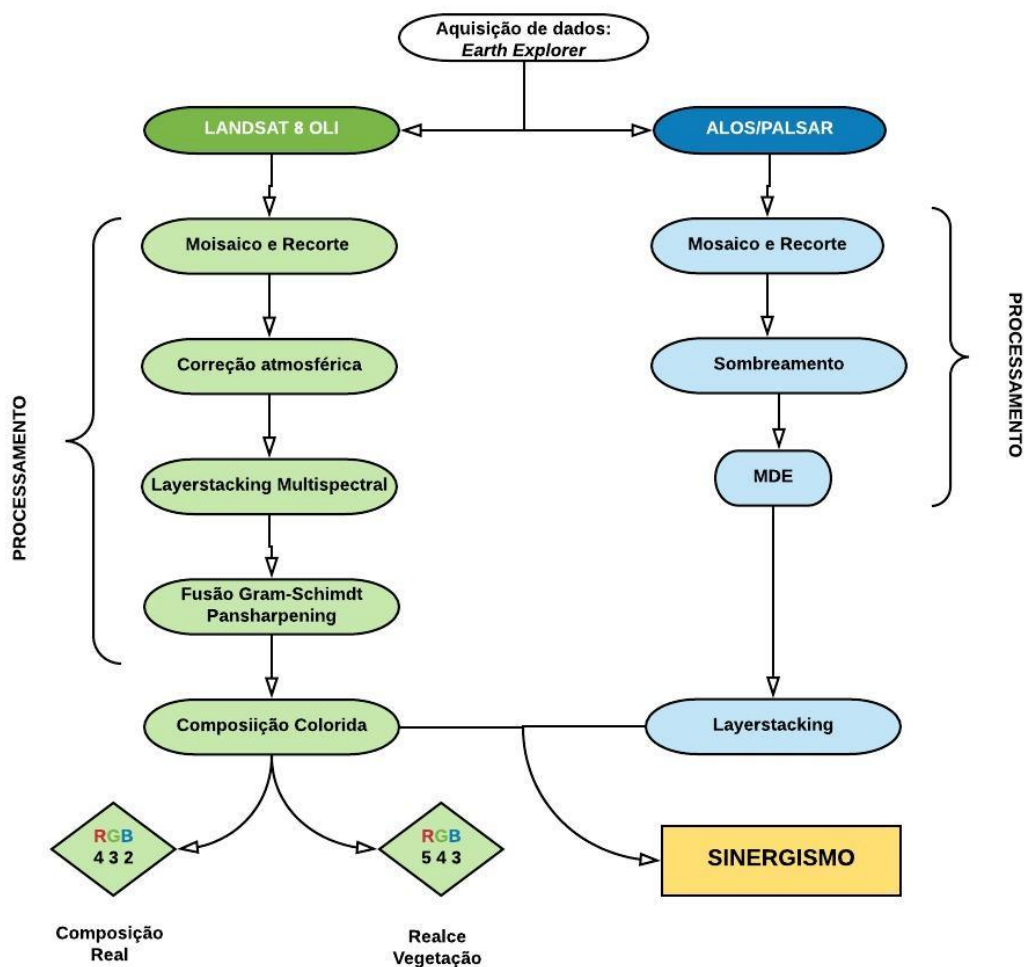
O satélite ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*) é um satélite que fornece imagens de radar de alta e média resolução, lançado em 2006 ficou vigente até 2011, capturando imagens e oferece dados de ótima qualidade radiométrica e gradiométrica. Possui uma órbita héliossíncrona circular e contribui com cartografia digital e modelo digital de elevação (MDE).

O satélite possui composto por um sistema de sensoriamento remoto composto por 3 sensores independentes que capturam imagens ópticas e de radar simultaneamente. Sendo elas o PRISM (*Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping*) pancromática com 2,5m de resolução espacial, o AVNIR-2 (*Advanced Visible and Near Infrared Radiometer type 2*) com 10m de resolução espacial colorido e o PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*).

2.3.3. Processamento de dados orbitais

O processamento de imagem foi realizado sob a orientação da Profª Drª Suzan Waleska Pequeno Rodrigues e com o auxílio de *softwares* tais como o ENVI 5.3 e o ArcGIS 10.5, segue a seguir o fluxograma do processamento.

Figura 2-1: Fluxograma do processamento das imagens Landsat 8 OLI e ALOS/PALSAR junto com os produtos.



O processamento de imagens do Landsat 8 OLI foi realizado com a utilização do ENVI 5.3, utilizando uma correção atmosférica feita na ferramenta denominada *Dark Subtraction*, onde se utiliza os pixels mais pretos, geralmente de corpos d'água isolados para utilizar esse tipo de correção, proposta por Chavez (2008). Depois foi feita a fusão das bandas multiespectrais e pancromáticas, a partir daí foram gerados dois produtos, o de composição real e o realce da vegetação.

O processamento das imagens ALOS/PALSAR foi feito a partir do mosaico das imagens e recorte do mosaico na região definida do projeto Monte do Carmo. Com a utilização do mesmo *software*, o ENVI 5.3, com a ferramenta *create hill shade* dentro do toolbox, foi feito o sombreamento perpendicular as principais estruturas, primeiramente uma elevação de 45°

sob um azimute de 135°. Tendo gerados os dois produtos, foi feito um sinergismo com as duas imagens gerando uma só de resolução espacial de 30m.

Depois de gerado e analisado esses produtos, foram extraídas as principais feições de localização, tais como drenagens, caminhamentos, rodovias e estradas, para realização de um mapa base.

Com as ferramentas geradas, utilizando principalmente o MDE para traçar as quebras de relevo e zonas homólogas, além de lineamentos de drenagem e de relevo, para fazer um mapa fotolitológico. As fotografias aéreas não tinham recobrimento total da área por isso não foram utilizadas para esse produto.

2.3.4. *Geofísica*

Os métodos geofísicos estão cada vez mais sendo utilizado como principais ferramentas indispensáveis em diversos trabalhos interdisciplinares, dentre elas essas ferramentas se destacam nas áreas de prospecção mineral, prospecção de hidrocarbonetos, hidrologia e hidrogeologia, geotecnia, geologia ambiental, cartografia geológica, entre outros. Jacques (1997) propõe a utilização de métodos geofísicos em terrenos arrasados com grandes espessuras de solos como alternativas baratas e de alta resolução. Dentro do projeto foram utilizados levantamentos geofísicos aéreos de magnetometria e gamaespectrometria para delimitar grandes estruturas e domínios composicionais.

Este tópico apresenta toda a sistemática que os dados foram processados e as características desses levantamentos.

2.3.4.1. *Magnetometria*

O método magnetométrico é um método potencial capaz de medir, após as correções necessárias, pequenas variações na intensidade do campo magnético terrestre geradas pelo contraste de susceptibilidade magnética das rochas em (sub) superfície.

Levantamentos magnéticos podem ser adquiridos no ar, consequentemente amplamente empregado e a velocidade de operação de um levantamento aéreo faz o método ser muito atrativo. (Kearey *et al.*, 2009).

Os dados adquiridos durante os levantamentos aerogeofísicos magnetométricos consistem no Campo Magnético Total (CMT), que representa o somatório de todos os campos magnéticos atuantes no ponto de captação (Kearey *et al.*, 2009). Objetivando isolar o campo magnético secundário induzido pelas rochas da (sub)superfície terrestre (Campo Magnético

Anômalo- CMA) são realizadas algumas correções na etapa de pré-processamento dos dados. Essas correções têm como objetivo eliminar os efeitos produzidos pela circulação de correntes elétricas no núcleo externo da Terra (IGRF) e, também, eliminar os efeitos do campo magnético concebido por fontes externas do planeta (Kearey *et al.*, 2009). A intensidade da magnetização é resultado da resposta da susceptibilidade magnética dos minerais magnetita, ilmenita e pirrotita, principalmente.

Sendo assim, a análise e interpretação de dados aeromagnéticos permite identificar feições estruturais, já que a concentração de minerais magnéticos está comumente associada a superfícies de descontinuidade ou ruptura (Gunn *et al.*, 1997).

2.3.4.2. Gamaespectrometria

Existem mais de 50 isótopos radioativos diferentes na natureza. Entretanto, a maioria dos isótopos é fracamente radioativa, de tal forma que as principais fontes de radiação gama (γ) detectáveis na superfície terrestre são emitidas durante o decaimento dos elementos radioativos potássio (K40), urânio (U238), tório(Th232) e seus respectivos isótopos filhos presentes na composição da maioria das rochas (Ferreira *et al.* 2016).

A interpretação dos dados permite caracterizar regiões com unidades litológicas indivisas, detectar a presença de intrusões ígneas aflorantes, elementos hidrográficos, alteração hidrotermal e/ou intensos processos erosivos, contribuindo significativamente para o entendimento de uma região (Ribeiro et. al, 2014).

2.3.4.3. Dados do levantamento

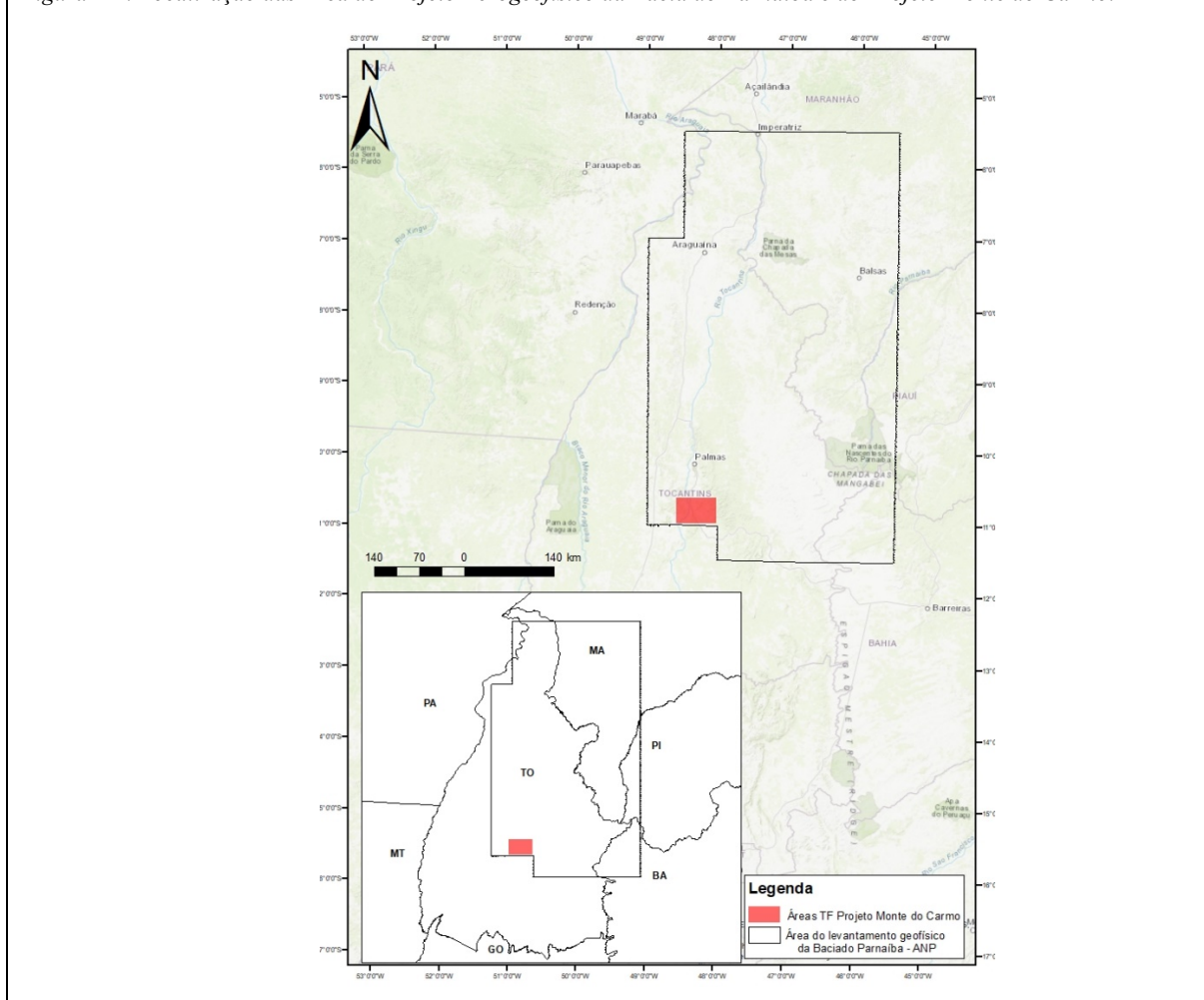
O acordo de cooperação entre a Agência Nacional do Petróleo (ANP) e a Universidade de São Paulo (USP) permitiu a execução do aerolevanteamento do Projeto Parnaíba, partir desses dados foram processados e utilizados no projeto Monte do carmo. A aquisição de dados durou entre os anos de 2004 e 2006, teve início no mês de setembro e fim no mês de novembro.

O projeto no total possui extensão linear de 544.558 km de linhas de vôo com espaçamento de 500 metros entre elas e direção N-S, e as linhas de controle possui 4000 metros com direção E-W; e sua extensão superficial possui 242.087 km². A altura do levantamento foi fixada em 100 metros. Depois de realizado o levantamento, foi feita a geração de malhas interpoladas, nivelamentos e filtragens afim da produção de mapas de escalas diferentes: 1:500.000, 1:250.000 e 1:100.000.

Tabela 3: Características do levantamento geofísico do Projeto Levantamentos Geofísicos da Bacia do Parnaíba (PRNW).

| Projeto Levantamentos Geofísicos da Bacia do Parnaíba (PRNW) | |
|---|----------------------------|
| Área Coberta | 240.000 Km ² |
| Direção Linhas de Voo | N-S |
| Espaçamento Linhas de Voo | 500m |
| Direção Linhas de Controle | E-W |
| Espaçamento Linhas de Controle | 4Km |
| Velocidade de Voo | 270Km/h |
| Altura de Voo | 100m |
| Intervalo Amostragem MAG | 0,01s |
| Intervalo Amostragem GAMA | 1,0s |

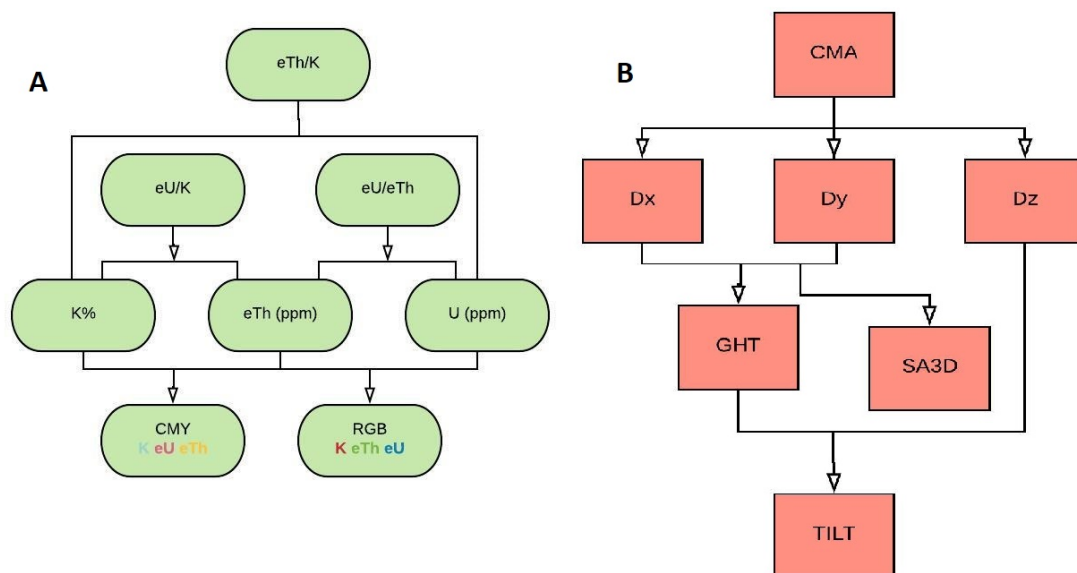
Figura 2-2: Localização das Área do Projeto Aerogeofísico da Bacia do Parnaíba e do Projeto Monte do Carmo.



2.3.4.4. Processamento dos dados aerogeofísicos

O processamento dos dados aerotransportados foi realizado pela Prof^a. Dra. Roberta Vidotti. O software utilizado foi o *Geosoft Oasis Montaj 7.1.5*, sendo utilizados dados do PRNW. Foi gerado um *grid* de 125 x 125 metros, a partir da utilização do método Bigriding para a magnetometria e o método da mínima curvatura para a gamaespectrometria. A partir desse *grid*, foram geradas imagens magnetométricas e gamaespectrométricas da área.

Figura 2-3: Mosaico de fluxogramas referentes aos processamentos dos dados geofísicos.



Em A temos o fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aerogeofísicos gamaespectrométricos. Em B temos fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aeromagnetométricos onde o CMA é o Campo magnético anômalo; Dx é a Primeira Derivada horizontal do CMA no eixo x; Dy é a primeira derivada horizontal do CMA no eixo y; Dz é a primeira derivada vertical do CMA; SA3D é a amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo; AGHT é o gradiente horizontal total; TILT: derivada TILT.

No padrão RGB (*red, green, blue*) as cores vermelho, verde e azul são associadas ao potássio em percentagem (%), ao tório equivalente (eTh) e urânio equivalente (eU) em partes por milhão (ppm), respectivamente. Por sua vez, no padrão CMY (*cyan, magenta, yellow*) as cores ciano, magenta, e amarelo estão relacionadas, respectivamente, ao potássio em percentagem (%), ao tório equivalente (eTh) e urânio equivalente (eU) em partes por milhão (ppm). No mapa de composição RGB, a cor branca está associada à altas contagens dos três elementos, já a cor preta, à baixa contagem dos três elementos (Ribeiro *et al* 2014). As razões (eU/eTh, eU/K, eTh/K) são calculados a partir do banco de dados e representados por mapas dos radioelementos.

- Contagem Total de Potássio (K): Contagem total de potássio, dada em valor percentual;
- Estimativa de Tório (eTh): Contagem total de equivalente de tório em ppm;
- Estimativa de Urânio (eU): Contagem total de equivalente de urânio em ppm;
- Razão Urânio-Tório (eUeTh): Razão entre os elementos Urânio e Tório;
- Razão Urânio-Potássio (eUK): Razão entre os elementos Urânio e Potássio;
- Contagem Total (CT): Contagem total, com somatório dos isótopos dos três elementos, dada em porcentagem;
- RGB: Combinação ternária entre K, eTh e eU, dada nas cores vermelho, verde e azul, respectivamente;

As derivadas do CMA (Dx, Dy e Dz) são filtros amplificam a informação de comprimentos de ondas curtos em detrimentos dos comprimentos longos, acentuando os gradientes nas bordas de corpos magnéticos rasos. O GHT é alcançado através da raiz quadrada da soma dos quadrados de dX e dY, e releva picos acima dos limites das fontes causadoras de anomalias, indicando mudanças laterais abruptas de propriedades físicas. O produto SA3D se obtém pela raiz quadrada da soma dos quadrados de Dx, Dy e Dz, e define parâmetros geométricos, como limites geológicos e profundidade dos corpos.

3. SINERGISMO XXXXX

4. GEOLOGIA REGIONAL

4.1. INTRODUÇÃO

O *Projeto Monte do Carmo* irá retratar as principais características das diferentes formações geológicas existentes na região, a fim de se ter um entendimento a respeito do arcabouço geológico regional que se encontra a área de estudo, bem como destacar questionamentos em relação a história geológica da região. Desta forma, o presente capítulo foi desenvolvido a partir de amplas revisões bibliográficas para apresentar os principais aspectos estratigráficos, estruturais, geofísicos, geocronológicos, sedimentológicos, ígneos e metamórficos das principais unidades aflorantes na região.

As investigações pioneiras realizadas na região de Porto Nacional e Monte do Carmo remetem aos projetos Araguaia (Ramos & Barbosa, 1967), Letos (Costa *et al*, 1976) e RADAMBRASIL (Cunha *et al*, 1981). Com a metodologia pautada essencialmente no uso de fotografias aéreas e reconhecimento de campo, foram construídas as primeiras sínteses

geológicas e propostas hipóteses do entendimento tectônico regional da Província Tocantins, cujos resultados foram publicados por Costa (1982), Costa *et al.* (1984) e Gorayeb (1996). Costa *et al.*, (1984) individualizaram as demais unidades litoestratigráficas, tomando como base mapeamentos geológicos realizados pela Universidade Federal do Pará -UFPA, bem como reconhecimentos de campo de Barbosa *et al.*, (1966) e dados geofísicos. O até então chamado de Complexo Goiano (Cunha *et al.*, 1981) foi desmembrado em diversas outras unidades granulíticas, gnáissicas, graníticas e vulcano-sedimentares. Apoiado por algumas poucas datações radiométricas, Costa *et al.*, (1984) evidenciam ainda uma evolução geológica policíclica para a região, envolvendo os eventos tectônicos Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro (Hasui *et al.*, 1980).

Interpretações aerogeofísicas realizadas por Haralyi & Hasui (1985) propiciaram o surgimento dos primeiros modelos tectônicos envolvendo colisão de blocos crustais arqueanos. Por sua vez, baseado em dados químicas, datações radiométricas e geotermobarometria, Gorayeb (1996) propõe idade Paleoproterozóica para o Complexo Porto Nacional. Recentemente, Arcaño *et al.*, (2013), Gorayeb *et al.*, (2013) e Pinheiro *et al.*, (2011) continuaram a contribuir com dados radiométricos, ampliando o conhecimento geológico da região.

4.2. CONTEXTO TECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO

A área em estudo abrange a borda sul da Bacia do Parnaíba e encontra-se inserida na Província Tocantins, entre a porção setentrional da faixa Brasília e a porção meridional da faixa Araguaia. A leste, mas fora da área, encontram-se os limites do Cráton São Francisco, e, a oeste, encontram-se os limites do Cráton Amazonas.

A **Província Estrutural Tocantins** está inserida na porção central do Brasil. Foi definida por Almeida *et al.*, (1977) e Hasui *et al.*, (1984) como uma compartimentação geotectônica decorrente da amalgamação dos Crátons Amazonas, São Francisco e do Bloco Paranapanema, na porção oeste do supercontinente Gondwana, durante a Orogênese Brasileira ao longo do Neoproterozoico e Eocambriano. Tal colisão resultou na formação dos cinturões de dobramentos e cavalgamentos das Faixas Brasília, Araguaia e Paraguai.

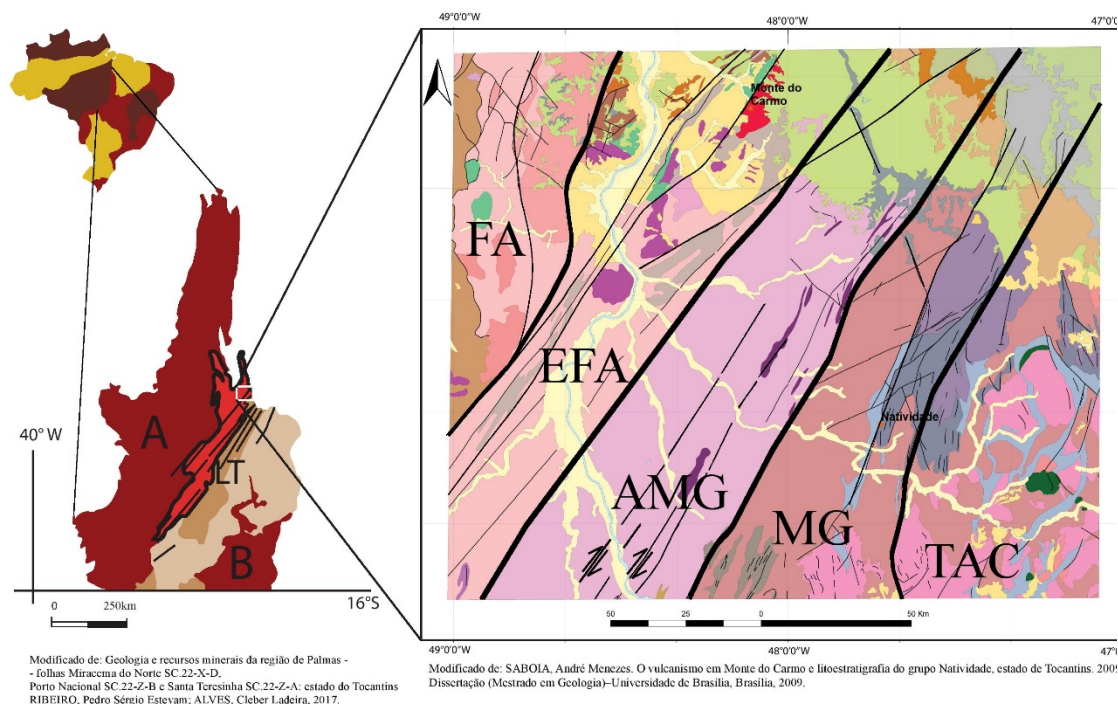
A **Faixa Brasília** é um sistema de dobramentos neoproterozóicos que ocupa a porção leste da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1981, Fuck, 1994, Costa e Angeiras, 1971; Dardenne, 1978; Marini *et al.*, 1984b; Fuck, 1994). Esta faixa tem ocorrência nos estados do

Tocantins, Goiás, Distrito Federal e Minas Gerais, e se estende por cerca de 1100 km da direção N-S (Pimentel *et al.* 1998, 2000, 2004).

A **Faixa Araguaia**, localizada na porção setentrional da província, possui orientação N-S e vergência das estruturas em direção ao Cráton Amazônico (Alvarenga *et al.*, 2000).

Na região de Porto Nacional-Natividade, entre a faixa Brasília e faixa Araguaia, o Lineamento Transbrasiliiano (LTB) é a principal feição estrutural observada (Schobbenhaus Filho *et al.*, 1975) e é o responsável por paralelizar as unidades presentes na área, inclusive unidades de embasamento paleoproterozóicas granito-gnáissicas, além das unidades meso-neoproterozóicas (Gorayeb *et al.*, 1988). Esse lineamento representa zonas transcorrentes dúcteis de orientação aproximada NE20-50SW, provavelmente de idade Paleoproterozóica, que foram posteriormente reativadas em regime rúptil-dúctil e rúptil no Meso e Neoproterozóico (Costa *et al.*, 1984, 1988 a; Hasui *et al.*, 1984; Costa, 1985; Gorayeb *et al.*, 1988). O LTB na Província Tocantins apresenta orientação N35E e é bem caracterizado por foliações, lineações de estiramento e eixos de alongamento maior de *boudins* dispostos no plano da foliação milonítica (Dantas *et al.*, 2007). Os critérios cinemáticos e elementos estruturais indicam movimentação sinistral e dextral em diferentes porções estudadas na região (Hasui e Mito, 1988; Strieder *et al.*, 1994).

Figura 4.2-1: Mapa de localização geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo.



Legenda Províncias Brasil

- Bacias Paleozoicas Intracratônicas
- Faixas Móveis Neoproterozoicas
- Províncias Cratônicas

Legenda Província Tocantins

- Arco Magmático de Goiás
- Faixas Móveis: A) Araguaia B) Brasília
- Maciço de Goiás
- Embasamento Paleoproterozoico

Legenda

- FA: Faixa Araguaia; EFA: Embasamento da Faixa Araguaia; AMG: Arco Magmático de Goiás; MG: Maciço de Goiás e TAC: Terreno Almas-Cavalcante

Principais Unidades Litoestratigráficas

Fanerotezoico

- Formação Pimenteiras, Grupo Canindé
- Neoproterozoico**
- Suite Gabro-Anortositica Carreira Comprida
- Granito Matança
- Formação Monte do Carmo
- Ortognaisses do Oeste de Goiás
- Paleo-Mesoproterozoico**
- Grupo Natividade

Paleoproterozoico

- Suite Intrusiva Ipuciras
- Granito do C
- Almas Cavalcante - unidade gnássica-migmática
- Almas Cavalcante - unidade ortognaissica-granítica
- Complexo Rio dos Mangues
- Complexo Porto Nacional-Unidade Ortoderivada

Fonte: Modificado de Ribeiro, 2017 e Saboia, 2009 - pelos alunos do Projeto Monte do Carmo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).

4.2.1. Litoestratigrafia e Geocronologia

Com intuito de organizar a apresentação do trabalho, será descrita a seguir as unidades existentes na região do Projeto Monte do Carmo, a partir de critérios geocronológicos, descrevendo das unidades mais antigas para as mais recentes.

A mais importante unidade geotectônica presente na região é o **Complexo Granulítico Porto Nacional (CGPN)**, definido por Costa *et al.*, (1982) e incluído no Terreno Metamórfico de Alto Grau de Porto Nacional por Gorayeb *et al.*, (2000a). O complexo é constituído por

rochas com protólitos de idades próximas a 2.14 Ga (Gorayeb *et al.*, 2000b), possuindo orientação NE-SW e uma largura aproximada de 35 km, tendo uma parte recoberta pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Gorayeb, 1996). Apresenta rochas metamórficas tanto ortoderivadas quanto paraderivadas, que atingiram fácies granulito, e se reequilibram posteriormente em condições metamórficas de menor grau. Os principais litotipos são granulitos máficos, enderbitos, kinzigitos e raros charnockitos e granitos peraluminosos (Gorayeb, 1996; Chaves *et al.*, 2008).

Gorayeb (1996) descreve a **Formação Morro do Aquiles**, definida primeiramente por Costa *et al.* (1982) como uma unidade do Terreno de Alto Grau Metamórfico Porto Nacional, análoga ao complexo granulítico, mas com metamorfismo em fácies anfibolito alto. Seus tipos petrográficos incluem micaxistos, quartzitos com granada, paragnaisses aluminosos, xistos grafitosos, gonditos, rochas metavulcânicas básicas e ácidas intercaladas com ortognaisses e anfibolitos (Sachett, 1996; Gorayeb *et al.*, 2013). A formação ocorre principalmente entre as cidades de Porto Nacional e Brejinho de Nazaré, em uma faixa com direção NE-SW e, em faixas de menor extensão, junto a granulitos, anortositos e granitóides miloníticos (Gorayeb, 1996). As rochas desta formação encontram-se localmente truncadas pelos corpos da Suíte Lajeado ou limitadas por falhas, gerando contatos tectônicos com as formações mais novas do Fanerozóico.

Costa *et al.*, (1983) definiu o **Complexo Rio dos Mangues** para caracterizar um grupo de rochas metassedimentares e metamáficas que afloram na região de Paraíso do Tocantins, a oeste do Rio Tocantins. Segundo Hasui *et al.*, (1984), o complexo é formado por rochas cálcio-silicáticas, ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, anfibolitos, micaxistos, quartzitos e paragnaisses aluminosos. Frasca *et al.*, (2010) e Ribeiro & Alves (2017) definem a unidade como ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, ortoquartzitos anfibolitos, micaxistos e rochas calcissilicáticas. O complexo ocorre em uma faixa em direção N-S com largura de 30 a 40 km, estendendo até a região de Gurupi (Arcanjo *et al.*, 2013; Ribeiro & Alves, 2017). O *Granito Serrote* se encontra nesta unidade, sendo um conjunto de corpos graníticos leucocráticos datado em 1,86 Ga e com idades modelo TDM (Idade Modelo do Manto Empobrecido) entre 2,43 e 2,50 Ga (Arcanjo *et al.*, 2013). Baseado em dados geocronológicos de Rb-Sr, Barradas (1993) propõe idade em torno de 2,1 Ga. Estudos mais recente, com base de idade entre 2,05 a 2,08 Ga (Pb-Pb), idade modelo TDM de 2,21 e 2,35 Ga com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -1,04 e +2,4, interpretaram a gênese do complexo como sendo influenciada predominantemente por material

juvenil paleoproterozóico em ambiente tectônico envolvendo crosta oceânica com interação de núcleos siálicos mais antigos (Arcanjo & Moura, 2000; Arcanjo, 2002; Arcanjo, 2013; Ribeiro & Alves, 2017). Estudos geocronológicos realizados por Fuck *et al.*, (2002) forneceram idades U-Pb sobre zircões entre 2,13 e 2,14 Ga e idades modelo TDM entre 2,0 e 2,3 Ga com valores positivos de ϵNd de +0,86 e +2,40, que também indicam caráter juvenil.

Na região de estudo, encontram-se algumas suítes graníticas, com idades variando entre paleoproterozóica e neoproterozóica. Os eventos magmáticos granitogênicos ocorridos no paleoproterozóico, responsáveis pela formação das suítes, são interpretados como uma resposta ao fechamento de bacias de arcos vulcânicos no final do ciclo transamazônico. Dentre elas, podemos citar a **Suíte Intrusiva Ipueiras**. Esta foi primeiramente caracterizada como a composição de sete corpos graníticos e rochas vulcânicas associadas cogenéticas (Bezerra *et al.*, 1981). Posteriormente, foi reclassificada por Chaves e Gorayeb (2007) em quatro plútons graníticos paleoproterozóicos: Areias, Ipueiras, Itália e do Carmo. Segundo Chaves (2008), estes corpos têm características subalcalina e peraluminosa, com assinatura geoquímica indicativa de granitos anorogênicos e dispostos ao longo de uma faixa orientada NNE-SSW. A partir de datações em zircões pelo método Pb-Pb, Chaves e Gorayeb (2007) definiram o período de cristalização desses corpos graníticos em terrenos gnáissicos e granulíticos de idade em torno de 2,08 Ga. As idades modelo Sm-Nd com valores de TDM entre 2,19 a 2,15 e ϵNd (2,08 Ga) entre +2,5 e +2,9, indicam curto tempo de residência crustal para a rocha fonte da qual derivou este magmatismo granítico. Os valores de ϵNd indicam contribuição mantélica para a formação desses granitos, conferindo um caráter juvenil. Saboia (2009) fez uma correlação entre o *Granito do Carmo* e a Suíte Intrusiva Santa Rosa através da similaridade de idade, dos padrões de ETR e dos elementos traços. O referido autor propôs que essa associação ocorre decorrente da acreção juvenil paleoproterozóica durante a fase tardia do Evento Transamazônico.

Outra suíte de idade paleoproterozóica foi definida por Cunha *et al.*, (1981) como a **Suíte Serrote**. Esta suíte é caracterizada por um batólito granítico como fácies do Complexo Goiano. O corpo é caracterizado por ter uma forma alongada segundo a direção NNE-SSW (18Km de comprimento e 14 Km de largura) e por ser alojado em gnaisses do Complexo Rio dos Mangues. Além disso, *stocks* de monzogranitos e sienogranitos compõem a Suíte, segundo Costa *et al.*, (1983). Os estudos geocronológicos feitos por Moura & Souza (1996) conferiram idades de 1,8 Ga em zircão pelo método Pb-Pb. Arcanjo (2002) obteve idades modelo entre 2,5 e 2,43 Ga e valores de ϵNd entre -6,01 e -5,21.

A **Suíte Vulcânica Santa Rosa** também faz parte das suítes paleoproterozóicas presentes na área. Esta suíte é caracterizada por uma sequência de rochas vulcânicas ácidas (riolitos, dacitos e piroclásticas, como tufos e brechas) com baixo grau metamórfico. Os estudos geocronológicos, realizadas por Sachett *et al.*, (1996), determinaram idades de 2,1 Ga por meio do método de U-Pb, enquanto Saboia *et al.*, (2009) obtiveram idades semelhantes pelo método U-Pb em 2,08 Ga e TDM entre 2,11 e 2,12 Ga, além de valores positivos de ϵ_{Nd} que define, portanto, uma fonte mantélica paleoproterozóica com forte influência continental em níveis crustais pouco profundos.

A compartimentação tectônica de Porto Nacional-Monte do Carmo relacionado ao LTB, se divide entre as classificações dos autores Gorayeb (1996) e Praxedes (2015). Gorayeb 1996 faz sua abordagem entre Porto Nacional-Monte do Carmo e Nova Rosalândia, que apresenta predominantemente terrenos granulíticos de origem orto- e paraderivada, além de terrenos gnáissicos, sendo eles os já descritos Complexo Granulítico Porto Nacional e Complexo Rio dos Mangues, e suas respectivas relações de surgimento na Zona de Cisalhamento Porto Nacional. Já Praxedes (2015), tem sua área localizada desde Dianópolis-TO até Pindorama-TO, fazendo uma abordagem de correlação através da geocronologia, da geofísica e da geologia, a fim de caracterizar o embasamento da Faixa Brasília e sua relação espacial envolvida com o LTB na porção centro sul do Tocantins.

O lineamento é uma estrutura de primeira ordem que atuou em todas as unidades pretéritas, gerando estruturas de segunda e terceira ordens, e remobilizando todo o conjunto de rochas existentes entre as faixas móveis Brasília, Paraguai e Araguaia, colocando lado-a-lado unidades que não necessariamente foram geradas naqueles locais.

Ao longo do LTB, ocorrem as rochas relacionadas ao **Arco Magmático de Goiás**, que é descrito como um terreno jovem localizado na porção oeste da Faixa Brasília, representando um expressivo episódio de acreção de crosta juvenil Neoproterozóica durante a formação do supercontinente Gondwana (Pimentel & Fuck, 1992). É composto por sequências metavulcanossedimentares associadas a ortognaisses tonalíticos a graníticos. Sua evolução começou há aproximadamente 900 Ma, como arco de ilha interoceânico (Pimentel & Fuck, 1992), com um evento magmático posterior entre 630-600 Ma durante o fechamento do Oceano Goiás-Pharusian (Cordani *et al.*, 2013). Ribeiro e Alves (2017) consideram a *Formação Monte do Carmo* como a extensão a nordeste do Arco Magmático de Goiás.

Existem controvérsias sobre o posicionamento do **Maciço de Goiás** (MG) no contexto tectônico da Província Tocantins. O MG é uma unidade geotectônica constituída essencialmente por: (I) terrenos arqueanos- paleoproterozóicos de complexos gnáissicos dômicos do tipo TTG e greenstone belts metamorfizados em fácies xisto verde a anfibolito inferior (Jost *et al.*, 2013) e (II) complexos máficos ultramáficos acamadados (Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava) associados a sequências vulcano sedimentares (Correia *et al.*, 1997). Diversos autores propõem que o MG teria sido amalgamado na margem oeste da faixa Brasília durante a orogenia neoproterozóica (Jost *et al.*, 2013). No entanto, trabalhos recentes reinterpretem a história evolutiva do maciço, e sugerem que a acreção desse micro continente com a faixa Brasília teria ocorrido durante o paleoproterozóico (Cordeiro e Oliveira, 2017).

Segundo Soares (2005), os valores médios de velocidade da onda P (VP) e VP/VS (velocidade da onda S) da Faixa Araguaia, Arco Magmático de Goiás, do Maciço de Goiás e sob o cinturão de dobras e empurrões e oeste do Craton do São Francisco indicam crosta de composição félsica, exceto para a camada inferior da crosta inferior do domínio da Faixa Araguaia. Os dados possibilitaram separar a raiz máfica-ultramáfica dos terrenos do Arco Magmático de Goiás e apontar suturas neoproterozóicas relacionadas a subducção da placa do São Francisco para oeste e do Amazonas para leste durante a formação da Província Tocantins. Estes resultados mostraram que a anomalia gravimétrica positiva do Brasil central é gerada pela ascensão do manto neoproterozóico sob a crosta mais fina do arco Magmático de Goiás.

A **Formação Monte do Carmo** foi proposta por Costa *et al.*, (1976), como uma sequência vulcanossedimentar composta por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e máficas, além de pacotes de arenitos, siltitos, ardósias, grauvacas, conglomerados e arcóseos. O pacote de rochas vulcânicas foi subdividido em duas sequências, conforme a compartimentação proposta por Saboia *et al.*, (2009) e Braga *et al.*, (2008): (I) Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinha composta por basaltos, gabros e andesitos e (II) Sequência Pedra Furada, composta por riolitos, dacitos e rochas piroclásticas félsicas com tufos e brechas. As Idades modelo TDM obtidas por Saboia (2009) variam entre 1.91 e 0.86 Ga, indicando que a Formação Monte do Carmo foi derivada de fontes paleo- a neoproterozóicas. Ribeiro e Alves (2017) obtiveram idades U-Pb em brecha vulcânica e basalto andesítico de 643 ± 10 Ma e $588,8 \pm 8,6$ Ma, respectivamente. Frasca *et al.*, (2010) e Saboia (2009) interpretam o ambiente de formação da sequência relacionando-o à abertura de um *rift* continental.

Uma questão que permanece em aberto é a correlação entre a Formação Monte do Carmo e o Grupo Natividade. O **Grupo Natividade** foi distinguido inicialmente por Moore (1963) e denominado *Série Natividade* por Hasui *et al.*, (1984). Foi definido por Costa *et al.*, (1976) como um grupo constituído por uma sequência metassedimentar polideformada e metamorfizada em fácies xisto verde baixo. O grupo aflora de forma descontínua na região de Porto Nacional e Natividade-Almas (Saboia, 2009), sustentando serras e elevações de direção NE-SW a sudeste de Porto Nacional, na Serra Manoel do Carmo, e a sul-sudoeste de Monte do Carmo (Costa *et al.*, 1984 e Gorayeb, 1996). A unidade compreende quartzitos puros e micáceos intercalados com níveis de conglomerados polimíticos, filitos, mármore dolomíticos e ardósias, com frequentes estruturas sedimentares primárias, como marcas de onda, estratificação plano-paralela e cruzada tabular (Gorayeb, 1996). A ausência de intercalações de rochas vulcânicas não permite definir idade precisa para o Grupo Natividade, porém, Marques (2009), discute a correlação do Grupo Natividade com as fases pós-rifte da Bacia Araí, que recebeu a deposição do grupo homônimo. Pimentel *et al.*, (1991) atribui idade de 1771 ± 2 Ma (U-Pb) para a cristalização de riolitos que ocorrem na base da Formação Arraias, interpretando tal dado como a idade deposicional do Grupo Araí. Essas considerações colocam o Grupo Natividade como integrante dos processos de rifteamento que afetaram o Brasil Central durante o Estateriano (1,8 a 1,6 Ga).

Em relação ao magmatismo Neoproterozóico na região de Porto Nacional, Gorayeb (1996) descreveu a existência de outras suítes no final do neoproterozóico (em torno de 540 Ma) resultantes de magmatismo, gerando associação de granitos alcalinos, charnockitos, anortositos e rochas máficas associadas. Dentre elas, podemos citar a **Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida**, a qual foi definida por Gorayeb (1996) como sendo composta por um plúton alongado na direção NNE-SSW, de 25K m de comprimento e de 8 a 10 Km de largura. Esta suíte se encontra inserido na *Zona de Cisalhamento dúctil de Porto Nacional*, encaixada em xistos da formação Morro de Aquiles. Os dados geocronológicos deram idades de 2.07 Ga em cristais de zircão pelo método de evaporação de Pb (Gorayeb e Moura, 2001). Porém, Lima *et al.* (2008) definiram que essa idade corresponde a idades de zircões herdados de um material crustal mais antigo. Eles dataram as rochas máficas pelo método U-Pb em zircão e encontraram idades de 526 Ma e 533 Ma, além de idade modelo de 2160 Ma e ϵNd variando entre -7 e -12,24. A idade modelo é compatível com a contribuição de rochas pertencentes ao embasamento formado pelas rochas dos Complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional.

A **Suíte Aliança**, também de idade neoproterozóica, foi definida por Frasca (2010) como um conjunto de granitos, granodioritos e tonalitos peraluminosos, de idade em torno de 600 Ma. A suíte é composta por dois corpos intrusivos distintos: o tonalito-granodiorito Aliança

e o tonalito Serra do Tapuio (Bizzi *et al.*, 2003). Os dois apresentam-se amalgamados entre os Complexos Granulíticos Rio dos Mangues e Porto Nacional, e são assim interpretados como parte do embasamento da Faixa Araguaia.

A **Suíte Santa Luzia** é outra suíte definida com idade neoproterozóica, e foi primeiramente chamada de Granito Santa Luzia. A suíte foi definida por Costa *et al.*, (1983) como um conjunto de rochas graníticas, com morfologia arredondada e diques associados nas rochas metassedimentares do *Grupo Estrondo*. A expressão “Suíte Santa Luzia” foi empregada por Hasui *et al.*, (1984) para integrar rochas de composição granítica e granodiorítica a esta unidade. Os estudos geocronológicos realizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) obtiveram idades de 593 Ma em zircões segundo o método U-Pb, coincidente com a obtida por Frasca (2010).

Por fim, a última suíte neoproterozóica da região é denominada **Suíte Lajeado**. Esta foi definida inicialmente por Barbosa *et al.*, (1966) para caracterizar corpos graníticos próximos à cidade de Lajeado. Tal denominação foi utilizada posteriormente por Gorayeb *et al.*, (2001, 2013) para agrupar três corpos graníticos paleoproterozóicos: *Palmas*, *Matança* e *Lajeado*. Ribeiro & Alves (2017) mantém a designação de Gorayeb *et al.*, (2013) e adicionam o Granito Aroeiras, de dimensões reduzidas comparados aos outros à unidade. Os granitos dessa unidade possuem assinatura geoquímica subalcalina e caráter metaluminoso a levemente peraluminoso (Gorayeb *et al.*, 2013). Os dados geocronológicos, pelo método de evaporação de Pb em zircão, revelam idades de cristalização entre 552 e 545 Ma. As análises isotópicas de Sm-Nd forneceram idades modelo TDM variando entre 2,1 e 1,7 Ga e valores de ϵNd (0,55 Ga) variando entre -10 e -13, sugerindo envolvimento da crosta Paleoproterozóicas na formação desses granitos (Gorayeb *et al.*, 2013). A Suíte representa assim, uma granitogênese do tipo A tardi-colisional, desenvolvida em regime extensional, marcando o final da evolução da Faixa Araguaia.

De idade paleozóica, a borda sul da **Bacia do Parnaíba** se encontra na região de estudo. Na literatura mais antiga, essa Bacia intracratônica do Parnaíba é identificada pelos nomes Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão. A bacia, de 665.888 km², localiza-se entre os Crátons Amazônico e São Francisco, distribuindo-se pelos estados do Piauí, Maranhão, Pará, Tocantins, Bahia e Ceará (Vaz *et al.*, 2007). Com comprimento de aproximadamente 1.000 km e 970 km de largura, a bacia apresenta forma elíptica, contendo uma pequena espessura em comparação à sua grande extensão, o que está relacionado à subsidência termal flexural, que

ocorreu lentamente durante sua evolução no Paleozóico (Figueiredo & Raja-Gabaglia, 1986). A espessura da sua coluna sedimentar atinge cerca de 3.500 metros no seu local de máxima deposição (Vaz *et al.*, 2007), com 500 metros de rochas básicas na forma de soleiras e derrames e 3.000 metros de rochas sedimentares siliciclásticos (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007). As rochas são principalmente sedimentos siliciclásticos depositados durante vários ciclos transgressivos-regressivos (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007), com ocorrência de rochas metamórficas e ígneas de várias idades. Almeida & Carneiro (2004) afirmam que o desenvolvimento da Bacia do Parnaíba ocorreu a partir do embasamento continental durante a fase de estabilização da plataforma Sul-Americana, e sua subsidência ocorreu no Ciclo Brasileiro devido a eventos térmicos pós-orogênese. A Bacia do Parnaíba se destaca na morfologia apresentando escarpas, planaltos e planícies formando o *Graben* de Porto Nacional (Gorayeb, 1996). Foi dividida estratigraficamente em cinco super sequências deposicionais: Grupo Serra Grande (Siluriano); Grupo Canindé (Mesodevoniano-Carbonífero); Grupo Balsas (Neocarbonífera-Eotriássica); Formação Pastos Bons (Jurássico) e Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru (Cretáceo) (Vaz *et al.*, 2007).

Na região de Monte do Carmo, as coberturas sedimentares de idades paleozóicas recobrem discordantemente grande parte da área, e afloram, predominantemente, as rochas do Grupo Canindé e do Grupo Serra Grande. O **Grupo Canindé** é representado pela Formação Pimenteiras, de idade Devoniana (Góes & Feijó, 1994), e ocorre recobrando os chapadões da Serra do Lajeado, ao norte da área do projeto Monte do Carmo, além de ocupar extensas áreas em ambas as margens do Rio Tocantins. Consiste, principalmente, de folhelhos cinza-escuros a pretos esverdeados, em parte bioturbados. São radioativos, ricos em matéria orgânica e representam a ingressão marinha mais importante da bacia (Vaz *et al.*, 2007). Várias estruturas sedimentares podem ser observadas assim como a ciclicidade deposicional. Della Fávera (1990) descreveu estratificação cruzada tabular ou sigmoidal, e uma mudança de tendência transgressiva para regressiva na passagem gradacional para a *Formação Cabeças*, que lhe é sobreposta. Além disso, eventos de tempestades podem ser evidenciados pela presença de estruturas como *hummocky* e camadas de base plana e topo ondulado, além de corpos arenosos sigmoidais. A deposição é interpretada como de ambientes neríticos plataformais, variando desde plataforma interna, até plataforma aberta com intercalações de siltito e arenito. A sedimentação remete a um ambiente de plataforma rasa dominada por tempestades. A *Formação Pimenteiras* limita os depósitos da planície do Tocantins desde 30 km ao sul de Lajeado até Porto Nacional, onde cede lugar às rochas do embasamento (Góes & Feijó, 1994).

O **Grupo Serra Grande** é representado pela *Formação Jaicós*, de idade Siluriana (Costa 1984). Ocorre sustentando escarpas verticalizadas no topo de serras e embutido no interior de *grábens* na borda da Bacia do Parnaíba. O contato com a *Formação Pimenteiras*, a sudeste do município de Palmas, se dá por falha normal e de forma discordante sobre o *Granito Lajeado*. Ocupa, ainda, áreas abatidas por falhamentos, na margem oeste do Rio Tocantins, além de aflorar na base da *Serra das Cordilheiras*, entre 5 e 10 km a oeste do município de Porto Nacional. A formação é caracterizada por arenitos médios conglomeráticos, localmente arcoseanos, mal selecionados e imaturos texturalmente. Ocorre presença constante de estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, acamamento plano-paralelo e canais de corte e preenchimento. O ambiente deposicional é interpretado como fluvial entrelaçado, dominado por areias com cascalhos subordinados (Góes & Feijó, 1994).

A Bacia do Parnaíba apresenta-se truncada por três principais lineamentos que foram responsáveis pelo controle das direções deposicionais até o Eocarbonífero, sendo: Pico-Santa Inês, Marajó-Parnaíba e Lineamento Transbrasiliano (Vaz *et al.*, 2007). No Estado do Piauí, algumas intrusões kimberlíticas, como as de Redondão, Gilbués e Fazenda Largo, foram encontradas na bacia. De idade cretácea, elas são interpretadas como resultando do Lineamento Transbrasiliano (Kaminsky *et al.*, 2009).

Por fim, na área de estudo, podemos destacar ocorrência de **coberturas detrito-lateríticas ferruginosas**, compostas por quartzo e argilominerais, e horizontes concessionários de óxidos e hidróxidos de ferro. Segundo Ribeiro e Alves (2017), esses depósitos recobrem parcialmente várias unidades da área de estudo. Nos domínios da Bacia do Parnaíba, as coberturas se desenvolveram quase exclusivamente sobre os siltitos argilosos e arenitos finos da base da *Formação Pimenteiras*. Estas coberturas encontram-se também expostas em vasta área plana no topo da *Serra do Lajeado*. Já as coberturas desenvolvidas sobre as rochas da Faixa Araguaia são mais restritas, descontínuas e pouco espessas. Geralmente, ocorrem como *platôs* lateríticos constituídos por materiais detríticos diversos, como areia, fragmento de rocha e de veios de quartzo.

Além destas, as **coberturas do quaternário**, caracterizadas por Ribeiro & Alves (2017) como pacotes arenosos com gradação para níveis de granulação mais grossa até níveis conglomeráticos mosqueados, compactados por uma matriz argilosa, ocorrem na região. Estes sedimentos inconsolidados são relacionados com a evolução do Rio Tocantins, alinhado N/S cujo fluxo de montante para jusante é direcionado da parte meridional para a parte setentrional.

Com intuito de sintetizar a evolução do conhecimento e das unidades descritas nesse capítulo, os principais supergrupos e formações individualizadas foram agrupadas no quadro X a seguir, de acordo com os critérios geocronológicos. ¹*As idades obtidas nos anortositos foram atribuídas a zircões herdados no trabalho de Lima (2008).*

Tabela 4: Unidades descritas, apresentando as idades e os autores.

| Unidade | Idade (Ma) | T _{DM} (Ga) | εND _(t) | Autores |
|---|---|----------------------------|--|---|
| Complexo Granulítico Porto Nacional Ortoderivadas | 2097 \pm 2; 2153 \pm 1 e 2125 \pm 3 Ma (Pb-Pb) | 2,40 Ga | (2,15 Ga) +0,97 e +2,16 | Gorayeb <i>et al.</i> , (2000); Gorayeb & Moura (2002) |
| Paraderivadas | 2072 \pm 3 a 2110 \pm 3 Ma (Pb-Pb) | 2,55 Ga | (2,15 Ga) -1,56 | Gorayeb <i>et al.</i> , (2000); Gorayeb & Moura (2002) |
| Complexo Rio dos Mangues Ortoderivados | Entre 2054 \pm 4 Ma e 2086 \pm 16 Ma (Pb-Pb) | 2,25; 2,21 e 2,35 Ga | (2,06 Ga) +0,86 e -1,04; (2,12 Ga) +2,40 | Arcanjo (2002) |
| Paraderivadas | Proveniência entre 2000 e 2250 Ma, com tendência em 2100 Ma | - | - | Ribeiro e Alves (2017). |
| Complexo Gabro-Anortosítico Carreira Comprida | 2071 \pm 4 Ma (Pb-Pb) | - | - | Gorayeb e Moura (2001). |
| Suíte Vulcânica Santa Rosa | 2137 \pm 12 Ma (Pb-Pb); 2086 \pm 10 Ma (U-Pb). | - 2,11 e 2,17 Ga | - (2,08 Ga) entre +2,2 e +2,9 | Sachett <i>et al.</i> , (1996); Saboia (2009); |

| | | | | |
|---|---|------------------------------|--|--|
| Suíte Ipueiras: Granito do Carmo | 2045 \pm 34 Ma (Pb-Pb); 2048 \pm 13 Ma (U-Pb); 2083 \pm 21 Ma (U-Pb). | 2,13 Ga 1,99 e 2,07 Ga | (2,04 Ga) +2,05; (2,08 Ga) +3,35 e +3,52 | Sachett <i>et al.</i> , (1996); Saboia <i>et al.</i> , (2009); Maia (2016) |
| Suíte Ipueiras: Granito Areias | 2086 \pm 5 Ma (Pb-Pb) | 2,18 e 2,19 Ga | (2,08 Ga) +2,27 e +2,26 | Chaves <i>et al.</i> , (2008) |
| Suíte Ipueiras: Granito Itália | 2078 \pm 4 Ma (Pb-Pb) | - | - | Chaves <i>et al.</i> , (2008) |
| Suíte Ipueiras: Granito Ipueiras | 2073 \pm 2 Ma (Pb-Pb) | 2,15 e 2,17 Ga | (2,08 Ga) +2,49 e +2,89 | Chaves <i>et al.</i> , (2008) |
| Grupo Natividade | Idade máxima de deposição de 1779 \pm 6 Ma | - | - | Silva <i>et al.</i> , (2005) |
| Formação Monte do Carmo Máficas | - | Entre 0,86 e 1,01 Ga | (0,588 Ga) Entre +1,08 e +3,10 | Saboia (2009) |
| Arcóseo | - | 1,67 e 1,85 Ga | (0,588 Ga) -8,96 e -11,11 | Saboia (2009) |
| Piroclástica félsica | Idade máxima de deposição em torno de 600 Ma (Pb-Pb) | 1,54 a 1,91 Ga | (0,588 Ga) -5,32 e -10,37 | Saboia (2009) |
| Andesitos | 588 \pm 8 Ma (U-Pb) | - | - | Ribeiro e Alves (2017) |
| Brecha vulcânica | 643 \pm 10 Ma (U-Pb) | - | - | Ribeiro e Alves (2017) |

| | | | | |
|---|--------------------------------------|----------------------------------|---|---|
| Suíte Aliança: Granodiorito- Tonalito Aliança | 593±59 Ma (U-Pb) | - | - | Ribeiro e Alves (2017) |
| Granito Arueira | 571±2 Ma (Pb-Pb) - | -1,4 Ga | (0,55) -4,73 | Quaresma e Kotschoubey (2001); Ribeiro e Alves (2017) |
| Suíte Lajeado: Granito Lajeado | 547±4 Ma (Pb-Pb); 554±5 Ma (U-Pb) | 1,71 e 1,86 Ga 1,82 Ga | (0,55 Ga) -10,5 e- 9,8; (0,55 Ga) -9,16 | Gorayeb <i>et al.</i> , (2013); Ribeiro e Alves (2017) |
| Suíte Lajeado: Granito Matança | 552±4 Ma (Pb-Pb); 551±4 Ma (U-Pb) | 1,93 e 2,10 Ga 1,58 Ga | (0,55 Ga) -13,3 e -13,1; (0,55 Ga) -10,31 | Gorayeb <i>et al.</i> , (2013); Ribeiro e Alves (2017) |
| Suíte Lajeado: Granito Palmas | 548±2 Ma (Pb-Pb) | 1,73 e 1,81 Ga 1,67 Ga | (0,55 Ga) -10,3; (0,55 Ga) -9,73 | Gorayeb <i>et al.</i> , (2013); Ribeiro e Alves (2017) |

Fonte: Projeto Monte do Carmo 2018.

4.2.2. Arcabouço Geofísico Regional

O Método da Magnetométrico baseia-se na leitura do campo magnético em uma certa região de interesse. O campo magnético medido num levantamento aeromagnético é o resultado vetorial do Campo Magnético Externo (CME), do Campo Magnético Interno (CMI) e do Campo Magnético Crustal (CMC). No mapeamento geológico, a componente de interesse refere-se ao CMC. No mapeamento geológico, a componente do campo de interesse refere-se ao CMC, pois este reflete a variação de susceptibilidade magnética das rochas. Para isolar o sinal do CMC são feitas correções de CME e CMI, variação diurna e IGRF, respectivamente. Esse sinal tem como fonte primordial os minerais magnéticos, tais como: magnetita, pirrotita e ilmenita. Esses são encontrados em maiores concentrações em rochas máficas/ultramáficas, porém, devido aos processos intempéricos, tendem a serem remobilizados e concentrados em

zonas de falhas e fraturas. Isso faz com que por meio da aplicação do método aeromagnético, seja possível investigar a estruturação de uma região em profundidade.

Os lineamentos definidos a partir dos produtos geofísicos são capazes de nos fornecer importantes informações a respeito da concentração e/ou tipo da mineralogia magnética, as feições estruturais (a partir de grandes feições lineares) e do arcabouço estrutural regional. Desta forma, este produto auxilia na identificação das principais falhas, as grandes zonas de cisalhamentos (rúpteis, rúpteis-dúcteis e dúcteis) e os grandes dobramentos e sua cinemática regional.

No Projeto Monte do Carmo (PMC) foi feita uma análise dos produtos da aeromagnetometria da seguinte forma:

- I. Delimitação dos grandes lineamentos estruturais a partir dos produtos do TILT e 1Dz (Primeira derivada vertical) com posterior divisão dos domínios estruturais marcados preferencialmente pela direção de seus lineamentos. O principal objetivo dessa análise foi auxiliar o entendimento do arcabouço estrutural e comparação com a resposta em superfície dos corpos rochosos da região.
- II. Delimitação de lineamentos menores com o auxílio dos produtos do Sinal Analítico 3D (SA3D) junto com a 1Dz com a divisão dos domínios a partir da composição dos minerais magnéticos. O principal objetivo dessa análise foi separar os domínios baseando-se na assinatura magnética, a partir da amplitude do sinal analítico dos seus lineamentos menores, a fim de comparar com os afloramentos em superfície e com o fechamento de contatos.

4.2.2.1. Domínios magnético-estruturais

A partir dos produtos da aeromagnetometria disponíveis para a região do Projeto Monte do Carmo (PMC), foi possível a divisão da área em seis domínios estruturais distintos com base no padrão e orientação dos lineamentos.

O **domínio I** está a noroeste das áreas do PMC, fora da área do mapeamento. Esse domínio é caracterizado principalmente por lineamentos de direção N-NE.

O **domínio II** encontra-se no setor oeste do PMC, alcançando apenas uma parte das áreas 1 e 5. Esse domínio é caracterizado por lineamentos orientados predominantemente na direção E-W, na porção sul, se que migram para NE para norte com algumas feições alíneas NW de menor expressão.

O **domínio III** intercepta a metade oeste das áreas do PMC. É limitado por duas falhas transcorrentes de cinemática sinistral, a leste e a oeste, com direção NE, formando uma

grande zona de cisalhamento. Esse domínio é caracterizado por lineamentos longos e contínuos delimitando sigmoides quilométricos. Na porção sul, os lineamentos possuem uma direção predominante E-W e tendem à direção NE na parte central, retornando para E-W na porção norte. Também estão presentes alguns lineamentos de direção NW, relacionadas a falhas e fraturas antitéticas da zona de cisalhamento.

O **domínio IV** abrange as áreas do extremo nordeste do PMC. Nesse domínio os lineamentos possuem uma direção predominantemente NE, como sigmoides discretos de cinemática sinistral, chegando até 10 km de comprimento.

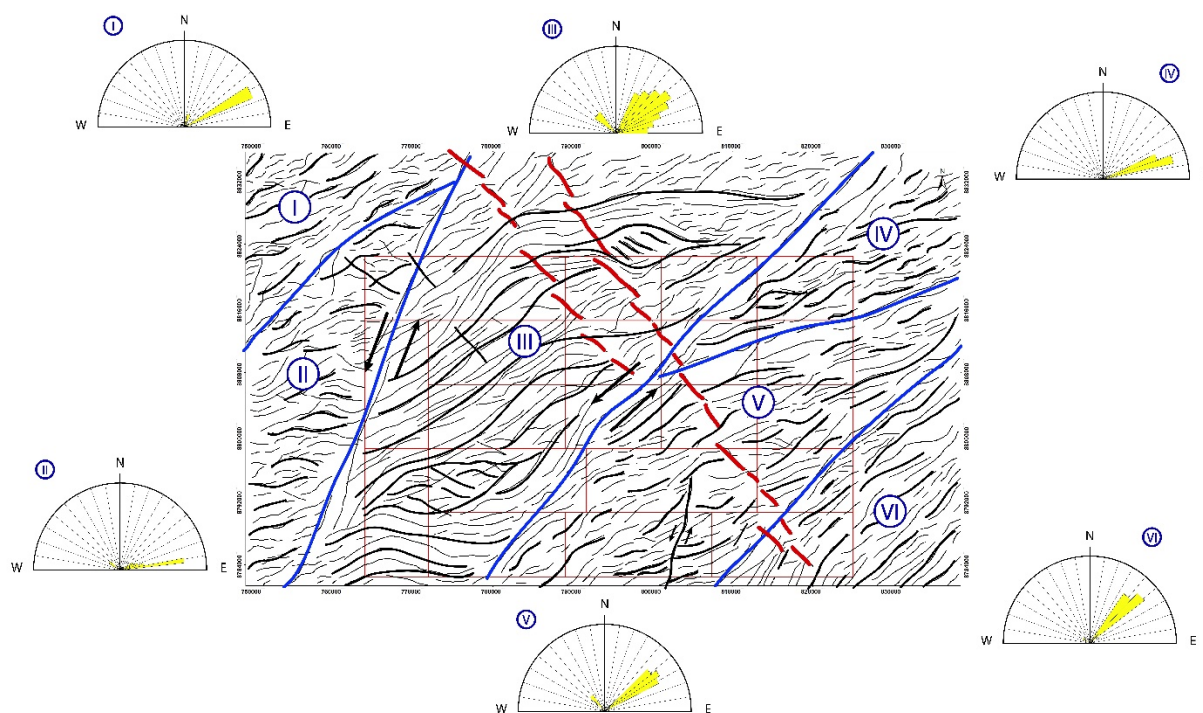
O **domínio V** intercepta a metade leste das áreas do projeto. Nele os lineamentos ocorrem predominantemente com direção NE com outros de menor expressão NW. Nesse domínio também foi possível inferir uma falha transcorrente N-S na porção sul.

O **domínio VI** compreende as áreas do extremo sudoeste do projeto e é caracterizado por lineamentos de direção NE bem delimitados.

Portanto, de forma geral, a direção predominante de estruturação dos domínios é NE, como algumas porções E-W e N-S relacionadas às curvas dos sigmoides que exibem uma cinemática predominantemente sinistral. Na porção central da área do PMC, diques de diabásio estão encaixados nesses lineamentos NW, cortando toda a área de NW para SE.

Dessa forma, foi gerado o mapa dos lineamentos estruturais interpretadas da área do Projeto Monte do Carmo através de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1DV e Gradiente Horizontal Total -GHT) mostrado a seguir.

Figura 4-1: Mapa dos lineamentos estruturais interpretadas da área do Projeto Monte do Carmo

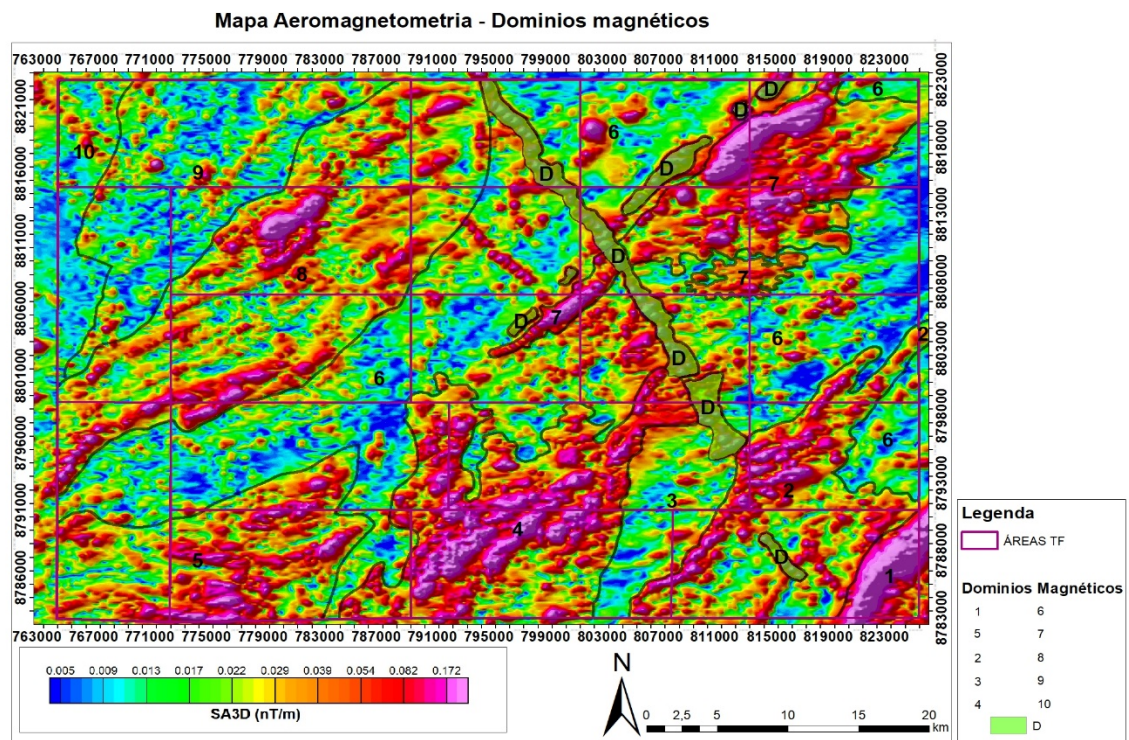


Mapa dos lineamentos estruturais interpretados da área do Projeto Monte do Carmo através de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1DV e GHT). As linhas azuis delimitam os 6 domínios, nomeados por algarismos romanos. As linhas pretas destacam os principais lineamentos. As linhas vermelhas sinalizam os diques de diabásio. Ao redor da imagem podem ser observadas as rosetas, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos de cada domínio.

4.2.2.2. Domínios magnéticos composicionais

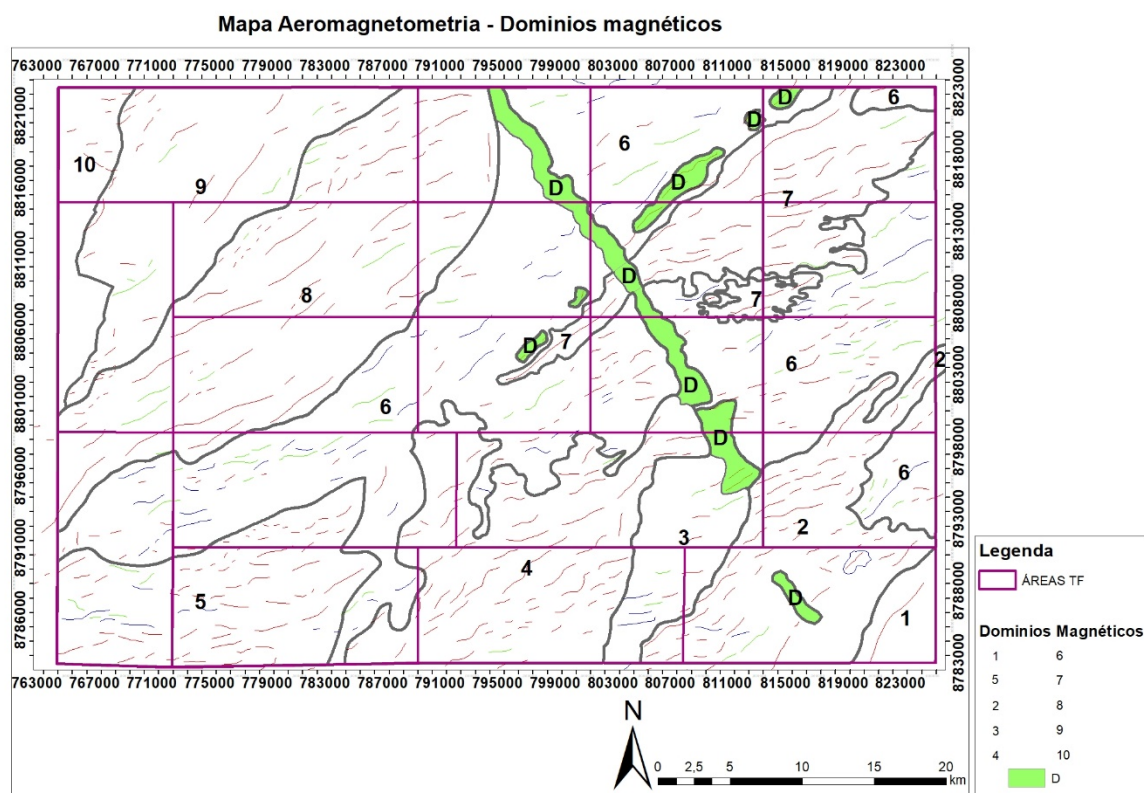
Foram gerados também mapas com domínios magnetométricos baseado na composição magnética a partir dos produtos da 1Dz juntamente com o SA3D. Foi dividido em 11 domínios magnéticos que estão sintetizados em forma de tabela.

Figura 4-2: Mapa de domínios magnéticos SA3D.



Mapa de domínios magnéticos com base na amplitude do sinal em nT/m.

Figura 4-3: Mapa dos esboços dos domínios magnéticos composicionais.



Mapa de domínios magnéticos composicionais com a amplitude dos lineamentos magnéticos.

Tabela 5: Tabela resumo das características dos principais domínios com base na assinatura magnéticas.

| Domínio | Descrição |
|---------|--|
| 1 | Domínio marcado por uma amplitude muito alta, homogêneo com valores de 0,172 nT/m. O alinhamento preferencial é N45E. |
| 2 | Domínio marcado por uma amplitude alta a muito alta, com valores que variam de 0,082 a 0,172 nT/m, não homogêneos com sinal enfraquecendo na porção sudeste do domínio. O domínio também é definido por um <i>trend</i> NE forte de alta amplitude com uma tendência sigmoidal. |
| 3 | Domínio com uma amplitude baixa que varia a média em eventuais locais do domínio, apresenta um <i>trend</i> NS bem marcado que divide o domínio na porção Leste. A amplitude tem sinal entre 0,005 e 0,013 nT/m e lugares localizados possui uma amplitude alta com <i>trend</i> EW. |

| | |
|-----------|---|
| 4 | Anomalia magnética sigmoidal, com um <i>trend</i> preferencial NE dos lineamentos de alta intensidade exclusivamente. Homogêneo, apresenta um sinal entre 0,082 a 0,172 nT/m. |
| 5 | Domínio magnético de intensidade alta, padrão dos lineamentos de alta e baixa intensidade seguindo um <i>trend</i> EW e curvando para NE. O sinal possui uma variação na sua intensidade que varia de Leste a Oeste. Na parte Leste o domínio possui intensidade baixa, 0,017 a 0,022 nT/m; na porção cento-leste o domínio apresenta uma amplitude de 0,082 nT/m que varia até 0,172 nT/m. |
| 6 | Domínio de baixa intensidade, marcada por uma estruturação NE dos lineamentos de baixa amplitude, eventuais corpos de intensidade estão presentes no domínio, os lineamentos se apresentam como pequenos sigmoides. A intensidade é 0,005 a 0,013 nT/m. |
| 7 | Domínio de alta intensidade, estruturalmente marcado pelo <i>trend</i> NE de 0,172 nT/m de intensidade. Os lineamentos são exclusivamente de alta intensidade fortemente marcados, em domínios centrais o valor do sinal diminui para 0,082 nT/m, porém ainda é alto. |
| 8 | Domínio sigmoidal, muito bem marcado, os lineamentos são sigmoidais também, tanto de alta quanto baixa intensidade. O sinal não é tão forte, e ele não é tão homogêneo quantos os demais. O sinal na parte mais alta é em essência 0,082 nT/m, mas possui valores de 0,039 nT/m e 0,005 nT/m. |
| 9 | Domínio de baixa intensidade, marcados por lineamentos sigmoidais de baixa amplitude, eventuais lineamentos de alta intensidade apresentam-se também. No geral o sinal é fraco de 0,005 nT/m, porém corpos alinhados são muito definidos com estruturação NE. |
| 10 | O domínio é marcado pelo aumento no sinal e pelo <i>trend</i> NW agora, tanto dos lineamentos de alta quanto baixa intensidade. A sinal é muito fraco também, 0,005 nT/m. |
| D | São grandes corpos alinhados segundo os <i>trends</i> NE e NW de alta intensidade com valores médios de 0,082 nT/m. |

A partir da análise dos dados acima, foi feita uma inferência:

- A geofísica uma forte estruturação com *trend* principal NE, além de diferenças na amplitude do sinal e também estruturas menores com formatos sigmoidais. As duas grandes são grandes zonas de cisalhamentos com cinemática sinistral e sigmoides dentro dessas zonas de cisalhamento, reforçando esse cisalhamento.
- Os dados propõem duas gerações de diques, uma NE e outra NW, que são correlacionadas a nível de afloramento.
- Existe uma pequena correlação entre a estruturação extraído da magnetometria e das lineações extraídas do MDE (modelo digital de elevação).
- As grandes variações da amplitude do sinal analítico estão associadas juntamente com variações litológicas, onde a amplitude do sinal aumenta drasticamente, temos corpos MUM (máficos-ultramáficos), onde a amplitude se apresenta com um alto a moderado, temos rochas félsicas com minerais magnéticos associados, gnaisses tonalíticos com ilmenita como mineral acessório, e quando a amplitude é muito baixa ou baixa, temos rochas com nenhum mineral magnético associado em sua assembleia, quartizitos, e rochas sedimentares da bacia, por exemplo.
- A análise sugere uma estruturação N-S que colocam rochas com alta amplitude magnética e baixa amplitude magnética lado a lado, indicando um grande falhamento.

Os domínios magnéticos indicam um grande contraste entre rochas de composição magnéticas de outras com menos composição, a partir da susceptibilidade magnética de sua composição mineral, porém não é o método mais adequado para traçar contatos regionais, sendo melhor indicado para o arcabouço estrutural, definindo as principais zonas de cisalhamentos e falhas.

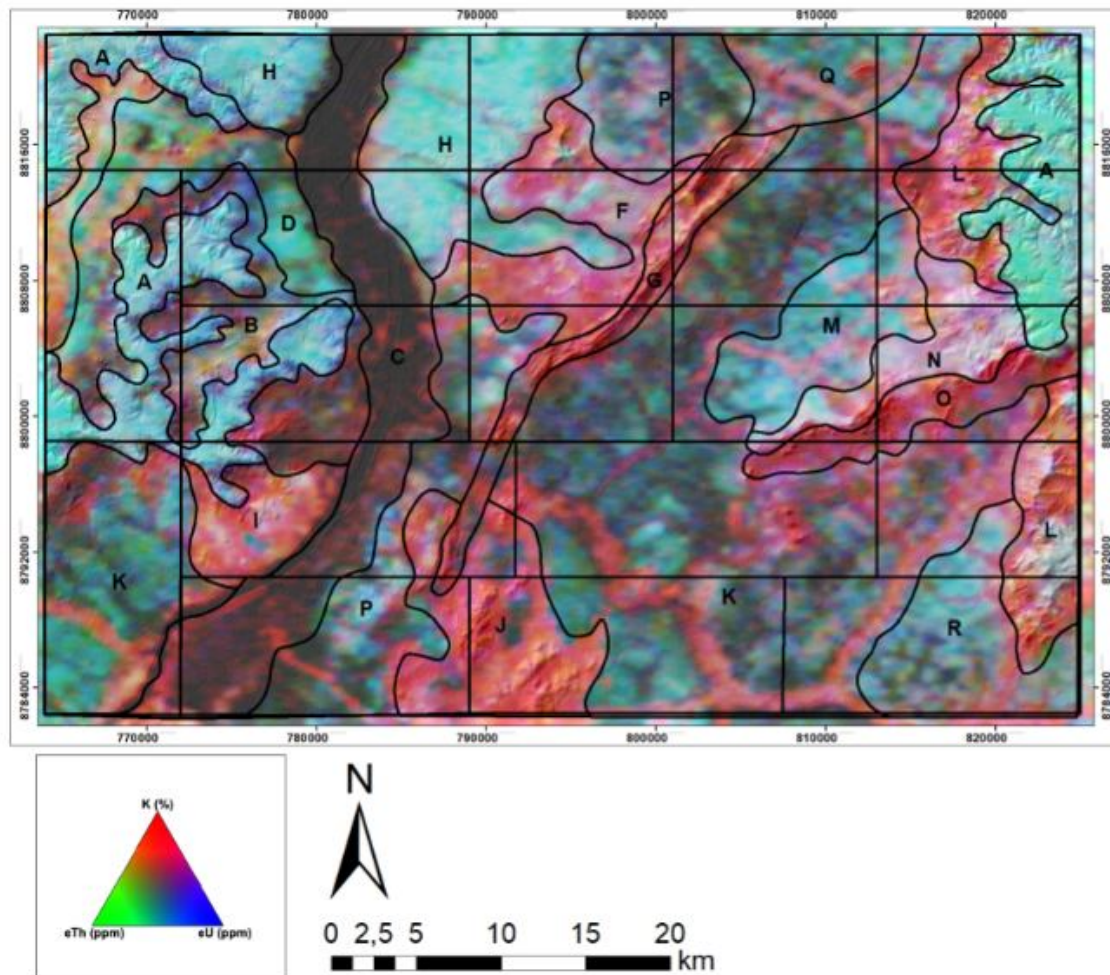
4.2.2.3. Gamaespectrometria

desintegração dos elementos radioativos potássio (K40), urânio (U238), tório (Th232) e seus respectivos isótopos filhos presentes na composição da maioria das rochas (Ferreira et al. 2016; IAEA, 2003). Trata-se de um método geofísico superficial, já que mais de 90% da radiação gama emanada da superfície terrestre origina-se, aproximadamente, nos 35 cm da crosta do planeta. A quantificação da variação na proporção desses elementos, proporcionada pelos produtos derivados dos dados gamaespectrométricos, permite mapear o arcabouço aflorante em uma região, uma vez que as concentrações relativas de K, U e Th refletem a natureza composicional do substrato rochoso (Ferreira et al. 2016). Além disso, a análise do conteúdo desses radioelementos possibilita avaliar a atuação de processos intempéricos que ocorrem na superfície terrestre (Ferreira et al. 2016).

O produto principal utilizado para a interpretação e delimitação de domínios gamaespectrométricos foi a composição ternária RGB, resumindo-se na divisão de regiões que

apresentam respostas distintas para os radio elementos quantificados durante a aquisição do dado. Abaixo encontram-se o mapa de domínios e uma tabela com suas principais características:

Figura 4-4: Mapa de domínios composicionais de gamaespectrometria.



| DOMÍNIO | RGB | eU | K | eTh | INTERPRETAÇÃO |
|---------|----------------|------------|-------|------------|--|
| A | Branco e ciano | Muito alto | Baixo | Muito alto | Domínio de relevo plano, apresentando contato anastomosado com outros domínios. A alta concentração de eTh e eU está relacionada à presença de crosta laterítica e aos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Grande parte da ocupação |

| | | | | | |
|----------|------------------------|----------------|----------------|-------------|--|
| | | | | | do solo é destinada à atividade agrícola. |
| B | Preto, Azul e Vermelho | Baixo | Baixo-Moderado | Baixo | Ocorre na porção leste da área, encaixado com os sedimentos da Bacia do Parnaíba. O relevo é plano a suavemente ondulado e a resposta gamaespectométrica é relativamente baixa em todos os canais, com pequeno destaque para o K. |
| C | Preto | Baixo | Baixo | Baixo | Esse domínio representa o Rio Tocantins e sua planície de inundação. Possui como característica baixa concentração nos três canais e coloração preta no produto RGB. |
| D | Verde Azulado | Baixo | Baixo | Moderado | Apresenta relevo plano e resposta verde azulada no produto RGB. O canal de eTh se destaca em relação aos eU e K. |
| E | Vermelho Amarelado | Baixo-Moderado | Muito alto | Alto | Bordeado pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e pelo domínio D, essa região destaca-se das suas redondezas por apresentar alto K, eTh e moderado a baixo eU. O relevo é plano e sua respoata no RGB apresenta tons de vermelho amarelado. |
| F | Vermelho Rosado | Moderado | Alto | Baixo | Relevo suave a ondulado, formando corpos levemente circulares e alongados. Esse domínio apresenta alta concentração em K. |
| G | Vermelho | Baixo | Moderado-Alto | Muito Baixo | Esse domínio é caracterizado por uma serra de relevo acentuado e direção NE. Representa a |

| | | | | | |
|----------|-------------------|------------|----------------|------------|--|
| | | | | | sequência vulcanossedimentar Monte do Carmo. |
| H | Ciano | Muito alto | Baixo | Muito alto | Domínio próximo ao Rio Tocantins, de relevo plano e caracterizado por forte cor de ciano na composição RGB. Os valores de eU e eTh são expressivamente mais altos que o de K. Provavelmente trata-se de uma área onde predominam os processos intempericos e com ausência de afloramentos. |
| I | Vermelho e Branco | Baixo | Muito alto | Baixo | Relevo plano a suave ondulado, com formato circular. Esse domínio apresenta alta concentração de K em relação aos outros canais e provavelmente representa os granitos da unidade Aroeiras |
| J | Vermelho | Baixo | Muito alto | Baixo | Esse domínio, de relevo suave a forte ondulado e formato circular, está relacionado à presença da intrusão granítica pertencente a Suíte Ipueiras. O alto K está ligado à composição dos granitos, que apresentam feldspato potássico |
| K | Verde Musgo | Baixo | Moderado-Baixo | Baixo | Extenso domínio de relevo plano, ele é caracterizado pelo tom de verde musgo na composição RGB e pelos valores baixos nos três canais. |
| L | Vermelho | Moderado | Muito alto | Moderado | Relevo forte ondulado, a resposta alta no canal do potássio provem da acumulação na rede de |

| | | | | | |
|----------|-------------------|---------------|---------------|----------------|--|
| | | | | | drenagem devido a sua mobilidade. Apresenta como fonte argilominerais provenientes do intemperismo de folhelhos da Formação Pimenteiras da Bacia do Parnaíba. |
| M | Ciano | Alta | Baixo | Alto | Domínio de relevo plano e contato anastomosado com os outros domínios. A cor ciano (valores altos de eU e eTh e baixo K) reflete ausência de afloramentos. |
| N | Branco e Vermelho | Moderado-Alto | Moderado-Alto | Alto | Apresenta contato anastomosado com os outros domínios e orientação NE. Relevo ondulado. Se destaca pela cor branco-avermelhada e valores altos de Eu, K e ETh. Pode estar relacionado aos granitos da Suíte Ipueiras. |
| O | Vermelho | Baixo | Alto | Moderado-Baixo | Faz contato com o domínio N e segue a mesma orientação NE. O relevo é ondulado. Os valores de K ressaltam em relação aos outros elementos. Pode estar relacionado aos quartzitos da Formação Monte do Carmo. |
| P | Ciano- Preto | Moderado | Baixo | Moderado | Domínio de relevo plano, apresentando tons de ciano e contato com a planície de inundação do Rio Tocantins e domínio delimitado pelo granito da Suíte Ipueiras. Esse domínio está provavelmente associado à ausência de afloramentos e/ou presença de laterito. |
| Q | Verde | Moderado | Baixo | Moderado | Relevo plano e baixo valor de K e moderado de eU e |

| | | | | | |
|----------|-------|----------|-------|----------|--|
| | | | | | eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito. |
| R | Ciano | Moderado | Baixo | Moderado | Domínio apresenta relevo plano e baixo K em relação ao eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito. |

5. GEOLGIA LOCAL

5.1. INTRODUÇÃO

As unidades litoestratigráficas que compõem o Projeto Monte do Carmo foram mapeadas em escala 1:50.000 e definidas com base em critérios petrográficos, estruturais, deformacionais e metamórficos. A partir da identificação e descrição dessas unidades, e com o auxílio do sensoriamento remoto e da aerogeofísica, foi possível a elaboração do mapa geológico integrado do Projeto Monte do Carmo (Anexo X).

As unidades litoestratigráficas da área de estudo ocorrem de maneira geral em um *trend* preferencial NE-SW, que pode ser observado claramente nos produtos geofísicos de magnetometria.

Os afloramentos são escassos, devido às condições climáticas e geomorfologia da região. Eles ocorrem principalmente como lajedos, blocos (rolados, basculados, *in situ*) e matacões. As melhores exposições desses afloramentos são geralmente leitos de drenagens, morrotes e ao longo de cortes de estrada.

A seguir será feita uma descrição das unidades mapeadas no Projeto Monte do Carmo.

5.1.1. Unidades litoestratigráficas

5.1.1.1. Complexo Porto Nacional

O Complexo Porto Nacional está localizado a oeste da área do projeto Monte do Carmo, disposto em faixas anastomosadas com *trend* que varia de E-W a NE-SW e é composto por rochas paraderivadas e ortoderivadas. Ocorre principalmente nas subáreas I, III, V, VI, VIII, X e XI. As rochas pertencentes a essa unidade estão associadas a um baixo topográfico, onde os melhores afloramentos ocorrem próximos às rochas dos grupos Serra Grande e Canindé.

A unidade ortoderivada (PP2 γ pn(o)) compreende granada-hornblenda gnaisses tonalíticos, clinopiroxênio-ortopiroxênio-biotita gnaisses tonalíticos, olivina-plagioclásio-piroxênio gnaisses, cianita-plagioclásio-hornblenda gnaisses, anfíbolitos, granulitos máficos, clorita-talco-tremolita xistos, enderbitos e metamáficas.

A unidade paraderivada (PP2pn(p)) compreende gnaisses feldspáticos, estauroлита-silimanita-granada gnaisses, biotita-hornblenda-grafita gnaisses, silimanita-granada-biotita gnaisses, cianita-silimanita-granada gnaisses, gonditos, granitos peraluminosos e xistos grafitosos. Os gonditos ocorrem como blocos isolados, sem um padrão associado aos pontos de ocorrência do mesmo; os xistos grafitosos ocorrem como lentes dentro dos paragneisses.

Os corpos das rochas paraderivadas ocorrem na forma de lentes, intercalados dentro da unidade ortoderivada, em geral alongados e paralelos à estruturação regional. As rochas do complexo Porto Nacional estão metamorfizadas em fácies xisto verde alto/ anfibolito baixo a fácies granulito, onde o grau metamórfico aumenta de leste para oeste nesse complexo.

5.1.1.2. Formação Morro do Aquiles

A Formação Morro do Aquiles está localizada na parte centro norte e sudoeste do projeto Monte do Carmo e é definida por contatos tectônicos e cortada por zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE. Ocorre principalmente nas subáreas II, VI, VII e XII.

Ela compreende granada-muscovita xistos, granada-hornblenda gnaisses, muscovita-biotita gnaisses, muscovita-biotita migmatitos, andaluzita xistos, metabásicas, metaultrabásicas, gonditos e xistos grafitosos. Os xistos grafitosos ocorrem de forma restrita nessa unidade e os gondito ocorrem sem um padrão, de forma isolada em meio a paragnaisses e outros xistos.

5.1.1.3. Plutônicas sin a tardi-tectônicas

As rochas plutônicas localizam-se no centro norte do Projeto Monte do Carmo, principalmente na área VII, e são representadas por três corpos graníticos intrusivos nos xistos da Formação Morro do Aquiles. Elas correspondem aos granitos Torre, Santana e à Suíte Granítica Manduca, com cerca de 2 km, 1 km e 3 km de diâmetro, respectivamente.

O granito Santana está associado à vegetação de mata densa e relevo movimentado. A Suíte Manduca aflora próximo ao Córrego Manduca, intercalado com os xistos da Formação Morro do Aquiles, em uma estrutura do tipo “*roof pendant*”.

O Granito Torre localiza-se na divisa das subáreas VII e II e corresponde a um muscovita-biotita Granito de composição granítica a tonalítica, em que prevalece fácies de granito médio, de textura inequigranular.

O Granito Santana localiza-se na divisa com a subárea VI e corresponde a um biotita granito de granulação grossa, milonitizado.

A Suíte Granítica Manduca localiza-se nas subáreas XII e VII e corresponde a dois corpos graníticos de granulação fina a média, variando em composição de granito a granodiorito, prevalecendo a fácies muscovita-biotita granito médio.

5.1.1.4. Suíte Vulcânica Santa Rosa

A Suíte Vulcânica Santa Rosa encontra-se na porção leste da área do Projeto. Está restrita às Subáreas IV, IX, XVI, XVIII e XIX. Sua melhor exposição está localizada a norte da cidade de Monte do Carmo, constituída por blocos e lajedos ao longo do Córrego Santa Rosa. Está associada ao Granito do Carmo e é composta por riolitos, dacitos, ignimbritos e tufos.

5.1.1.5. *Suíte Ipueiras*

A Suíte Ipueiras aflora nas porções centro-sul e leste da área do Projeto. Seus corpos estão alongados e apresentam dimensões batolíticas, sendo que o maior deles apresenta cerca de 24 km de comprimento e o menor, 14 km. Suas melhores exposições encontram-se próximas ao município de Monte do Carmo e em fazendas nos arredores (Subáreas IX, XIII, XIV e XVIII).

Esta unidade é representada por biotita-sienogranitos, hornblenda-biotita-monzogranitos, sienogranitos, monzogranitos, leucomonzogranitos, calcita-clorita-metagranitos e granodioritos.

5.1.1.6. *Suíte Aliança*

A Suíte Aliança é um corpo de forma alongada que ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, aproximadamente paralela às rochas da Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida, fazendo contato tectônico com as rochas do Complexo Porto Nacional (por meio da Falha Brasil Escola), e com o Granito Matança (por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional). Em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas subáreas I, V e X.

Essa unidade é representada por hornblenda-biotita-granodioritos, biotita-monzogranitos, tonalitos, granito gnaisses, hornblenda-biotita-diorito, biotita gnisso tonalítico e metatexitos.

5.1.1.7. *Sequência Metavulcanossedimentar Indefinida (NP3mca)*

Aflora na porção central da área, na Serra Manoel do Carmo, limitada a leste pela Zona de Cisalhamento Primavera e a oeste pela Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo, apresentando aproximadamente 38 km de comprimento. Também se encontra presente na porção sudeste como um corpo expressivo de 22 km de extensão, e no nordeste da área com exposições restritas em drenagens. É constituída predominantemente por quartzitos puros, mas também por rochas metabásicas, metavulcanoclásticas, metassiltitos, ardósias e metaconglomerados polimíticos.

5.1.1.8. *Intrusões Máficas-Ultramáficas*

Correspondem a corpos intrusivos localizados a leste da Serra Manoel do Carmo, aflorando desde o extremo nordeste da área do Projeto até o sul. Apesar de apresentar poucos afloramentos, são rochas com elevada resposta magnética. Desta forma, a delimitação de seus corpos foi feita com o auxílio de produtos de aeromagnetometria.

Os corpos aflorantes na área em estudo são o Monte do Carmo e VE3, com maiores expressões nas Subáreas IV, IX e XIV. Esta unidade é composta por Ti-hematita-clorita-quartzo-xisto, quartzo-clorita-xisto, epidoto-clorita anfibolito, talco-tremolita-xisto, gabros, actinolita-epidoto-xisto, epidoto-clorita-xisto e hornblenda-piroxenito.

5.1.1.9. Formação Monte do Carmo

A Formação Monte do Carmo está localizada no extremo sudeste da área do Projeto. Suas melhores exposições encontram-se no caminho para a Fazenda da Escadinha, na Subárea XVII. É constituída pelas Sequências Sedimentar (NP3mca), Vulcânica Ácida e Vulcânica Básica a Intermediária (NP3bmca). Os litotipos presentes na área de estudo são conglomerados polimíticos, grauvacas líticas, grauvacas, arcóseos, rochas piroclásticas, riolitos, andesitos, actinolita-clorita-xistos e basaltos.

5.1.1.10. Suíte Lajeado

A Suíte Lajeado é composta por dois corpos graníticos e ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, fazendo contato tectônico com as rochas da Suíte Aliança (por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional) e intrudindo as rochas da Formação Morro do Aquiles e da Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida. Em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas subáreas I, V, X e XV.

Sua exposição ocorre predominantemente na forma de blocos métricos in situ e na forma de lajedos. Essa unidade é representada pelos hornblenda-biotita sienogranitos que caracterizam o Granito Matança, e pelos granitos peraluminosos que caracterizam o Granito Aroeira.

5.1.1.11. Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida

A Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, aproximadamente paralela às rochas do Complexo Porto Nacional, em contato tectônico com as rochas da Formação Morro do Aquiles (por meio de uma zona de cisalhamento), em contato abrupto intrusivo respectivo ao Granito Aroeira (Suíte Lajeado) e, em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas subáreas V, X, XI, XII e XV. Essa unidade é representada por meta-anortositos e hornblenda gabros das intrusões Carreira Comprida (e1δcc) e Morro da Mata (e1δmm), respectivamente.

5.1.1.12. Grupo Serra Grande e Canindé

As rochas sedimentares pertencentes à Bacia do Parnaíba recobrem variadas unidades litológicas e estão presentes nos extremos leste e oeste da área do Projeto. Constituem as porções mais elevadas de serras escarpadas que bordejam a região e alguns perfis podem ser visualizados em cortes de estradas. Afloram a Formação Jaicós (pertencente ao Grupo Serra Grande) (Ssgj), estando sobreposta em discordância erosiva sobre as unidades proterozóicas do embasamento, e a Formação Pimenteiras (pertencente ao Grupo Canindé) (D23p). O contato entre essas duas formações é transicional, dado pela Formação Itaim.

A Formação Jaicós é composta por quartzo-arenitos, arenitos grossos, siltitos, paraconglomerados e ortoconglomerados, predominando os litotipos mais grossos. A Formação Itaim é constituída por intercalações entre níveis de silito com estratos de arenitos finos e

médios. Já a Formação Pimenteiras, é formada por siltitos de coloração marrom claro a acinzentada e por arenitos ferruginosos.

5.1.1.13. Diques e soleiras

Afloram predominantemente na porção leste da área do Projeto (predominantemente nas Subáreas XIII, XIV e XVI). Eles apresentam um padrão característico nos produtos geofísicos de magnetometria. Estão direcionados segundo as direções E-W, NE-SW e SW-NE e são constituídos por gabros e diabásios.

5.1.1.14. Depósitos Lateríticos

As crostas lateríticas ocorrem em todas as subáreas do Projeto Monte do Carmo, com variação na sua extensão em cada uma delas. Ocorrem em áreas de relevo aplainado, e também no topo de muitos morros, sempre recobrimdo unidades mais antigas. Foram encontradas, na área do projeto, crostas lateríticas vermiformes e conglomeráticas, ambas com matriz hematítica e presença de caulinita e goethita.

5.1.1.15. Depósitos aluvionares

Os depósitos aluvionares ocorrem em um pouco mais de 70% das áreas do Projeto Monte do Carmo. São caracterizados como sedimentos inconsolidados associados a drenagens e áreas alagadas, tendo uma fração cascalhenta a arenosa predominante, e sedimentos finos com matéria orgânica.

As áreas mais expressivas desses depósitos ocorrem associadas ao Rio Tocantins, havendo ocorrências menores associadas a drenagens de menor porte. Ocorrem nas áreas I, II, III, IIII, VI, VIII, X, XI, XII, XIII, XV, XVI, XVIII e XIX.

5.2. GEOLOGIA DA ÁREA XIX

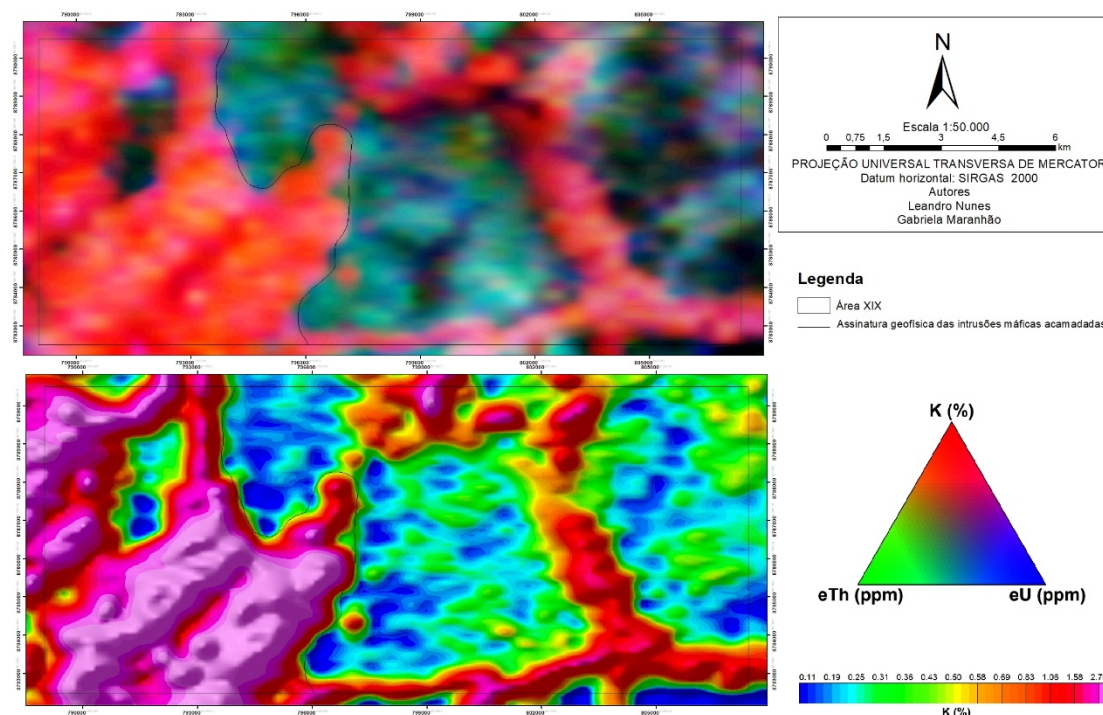
5.2.1. Unidades Estratigráficas

5.2.1.1. Suíte Ipueiras

Essa suíte foi caracterizada como do tipo subalcalina, peraluminosa e com assinatura geoquímica indicativa de granitos anorogênicos (Chaves, 2008). Quatro principais corpos, os granitos Areias, do Carmo, Ipueiras e Itália fazem parte dessa suíte.

Sua assinatura geofísica é muito característica no produto RGB de gamaespectrometria, caracterizada pela alta contagem no canal do K devido a elevada presença de feldspato alcalino como essencial mineral na assembleia. Na magnetometria, esta unidade não apresenta uma assinatura bem definida devido a interferência dos corpos máficos.

Figura 5-1: Mapa de gamaespectrometria da área XIX em escala 1:50.000.



A imagem exibe uma assinatura vermelha essencialmente, que mostra uma maior presença de K em porcentagem, que os demais elementos presentes nesse método. Essa assinatura é característica dos granitos dessa região.

Essa unidade cobre entorno de 36,5% da área, não apresenta contato intrusivo com as demais unidades, possui 8 km de extensão N-S e 7,4 km de extensão E-W. Topograficamente é caracterizado por grandes serras, por vezes com alinhamentos bem definidos com direção NE-SW, entretanto, no limite oeste da área apresenta uma orientação N-S, geralmente associado a relevo escarpados a ondulados (figura x). Formam serras com desníveis que variam entre 234 e 249 metros. Essa unidade é compreendida por biotita granitos e hornblenda-biotita granitos. Seus afloramentos se concentram em serras, porém comumente encontrados em lajedos sob relevo aplainados ou em quebras de relevo. Nesses afloramentos associados a lajedos ou em encostas escarpadas, a vegetação é rasteira com muita presença de capim e alguns arbustos e grandes blocos rolados ao longo da encosta, típica de vegetação do cerrado, campo sujo. Além disso quando encontrados em drenagem seca e em terrenos menos escarpados, exibem uma vegetação de cerrado.

Figura 5-2: Figura x – Foto panorâmica mostra o relevo escarpado sob relevo aplainado e desnível de 240 m.

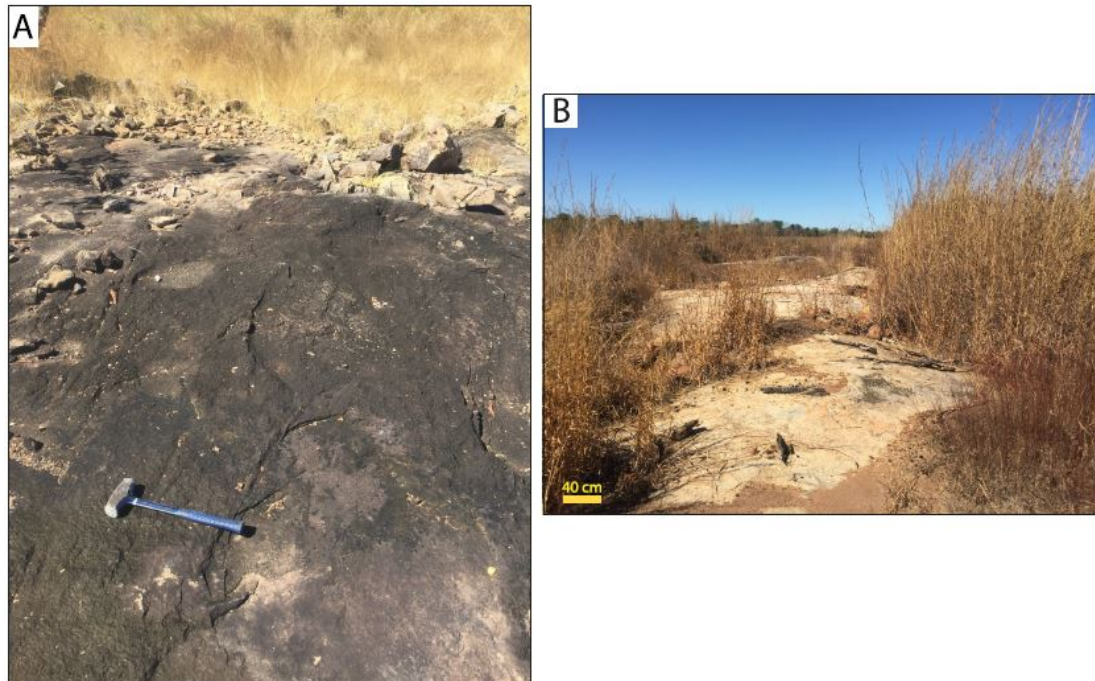


Figura 5-3: Foto em encosta da Serra São João Damião em terreno escarpado, mostrando campo sujo e cerradão, disposição dos blocos de granito como afloram.



A rocha mais representativa da foi classificada primeiramente como um biotita álcali granito, com textura inequigranular e granulação grossa. Os minerais principais são feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio limitados a raros. A rocha exibe variações composicionais, tendo em vista que em poucos afloramentos há um aumento na quantidade de plagioclásio, este último, por vezes, encontra-se nas bordas dos cristais de feldspato alcalino definindo a textura *rapakivi*. Em raros afloramentos a rocha apresenta concentração maior de anfibólios e biotita como minerais máficos, sendo assim foram classificados como hornblenda biotita granito. Esses granitos ocasionalmente apresentam autólitos e xenólitos. A textura *rapakivi* sugere um reequilíbrio desse magma.

Figura 5-4: Afloramentos dos granitos da Suíte ipueiras.



A) Biotita álcali granito coberto por uma capa de intemperismo; B) Hornblenda biotita granito de proporções decamétricas aflorando em lajedo em meio à plantação de milho.

Figura 5-5: Foto de afloramentos de blocos métricos



Biotita álcali granito com capa de alteração bem marcadas, em meio à vegetação à capim e arbustos caracterizando uma transição cerradão para campo sujo.

Quando essas rochas ocorrem em grandes lajedos ou em blocos que variam de escala métrica a decamétrica, normalmente apresentam uma capa de intemperismo preta característica, porém o núcleo com pouca alteração. Em lugares raros do afloramento ainda é possível visualizar a rocha fresca e identificação mineral *in situ em* lajedos ou em blocos. Quando não alterados os granitos apresentam coloração vermelho alaranjada a salmão esbranquiçada, granulação grossa e assembleia mineral característica já citada. Os cristais de feldspatos alcalinos mensuram até 3 cm, o quartzo apresenta uma granulação mais fina chegando até 1 cm e os plagiocásios quando notado possuem uma granulação menor que 0,5 cm, sendo muito difícil a identificação desse mineral, e, eventualmente estão sofrendo processos de epidotização. A biotita é encontrada em aglomerados desse mesmo mineral e a hornblenda por vezes é incomum encontra-las em sua seção prismática. Quando esses granitos são encontrados próximos à zonas de deformação mais intensa, como em zonas de cisalhamentos dúcteis a dúcteis-rupteis, é comum que esses mesmo apresentem uma diminuição da sua granulação devido a processos de recristalização e/ou fraturamento da rocha.

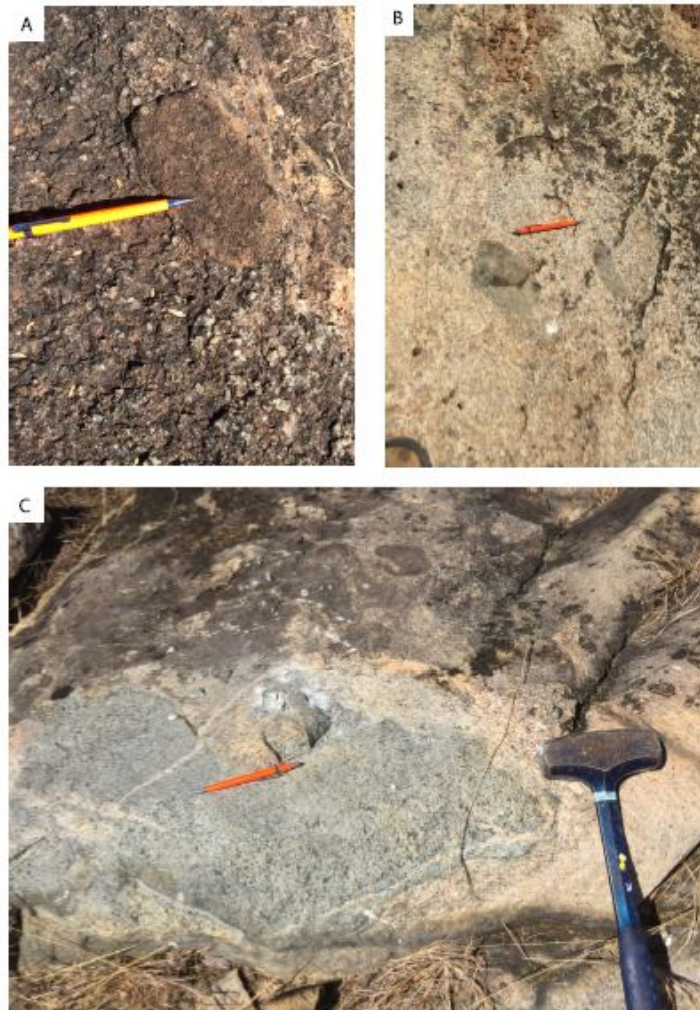
Figura 5-6: Feições característica da Suíte Ipueiras.



A) Bloco de rocha em pedreira antiga na qual se observa feições de mistura de magmas, *mingling*, biotita granito mais material máfico; B) Amostra de mão de aproximadamente 10 cm em afloramento mostrando coloração do biotita alcali granito; C) Amostra de mão de aproximadamente 5 cm x 10 cm de biotita alcali granito (ponto ?) com foliação afetada por zonas de cisalhamento; D) Bloco métrico (ponto?) do biotita sienogranito, apresenta uma coloração mais esbranquiçada e dentro do círculo amarelo revela a textura *rapakivi*.

Os autólitos possuem formas arredondadas e coloração vermelha alaranjada e capa de intemperismo semelhante com a rocha, possuem tamanho centimétricos entre 7 e 10 cm. Os xenólitos apresentam dimensões entre 30 e 50 cm quando blocos e 10 a 15 cm quando pequenos. São de composição granítica e uma coloração cinza esbranquiçada com uma foliação marcada pela orientação de cristais preferencialmente de biotita. Evidências que indicam processos de mistura de magmas mais máficos são encontrados nesses corpos graníticos.

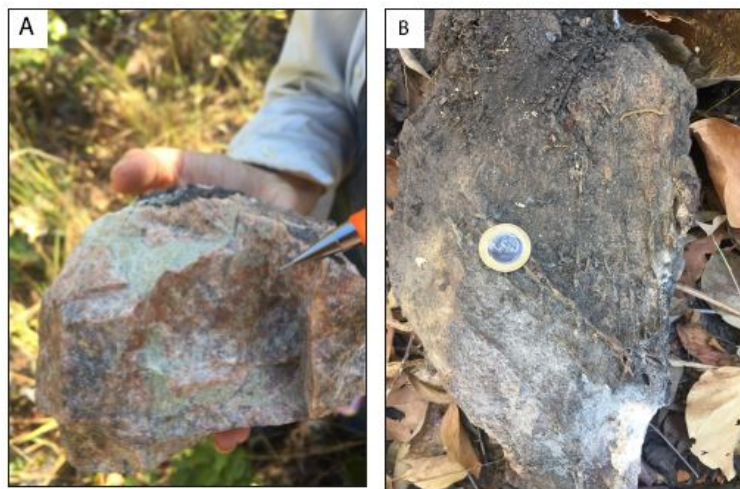
Figura 5-7: Compilado de fotos que mostra disposição dos autólitos e xenólitos.



A) Afloramento de biotita alcali granito que mostra o autólito arredondado de dimensão de 14 cm com coloração semelhante ao granito; B) Xenólito em hornblenda biotita granito anguloso de coloração cinza esbranquiçado de composição diferente do granito encaixante.

Sistemas de *stockwork*, fraturamento hidráulico e grande frequência de veios de quartzo são comuns nos afloramentos. Eventuais feições de percolação de fluidos e processos de alteração hidrotermal, epidotização e silicificação, são encontrados essencialmente em zonas de fraturas.

Figura 5-8: - Características dos veios da Suíte Ipueiras



A) Biotita alcali granito, onde se observa o fraturamento hidráulico e pequena brechação, além de percolação de fluidos e processos de alteração hidrotermal como a epidotização; B) Exemplo de bloco do biotita alcali granito com venulas de quartzo enfatizando processo de *stockwork*.

Sob análises microscópicas as rochas são caracterizado por uma trama inequigranular a equigranular, em termos de assembléia mineral principal é marcado pela presença de feldspato alcalino e quartzo.

Os cristais de feldspato alcalino (kf) são ortoclásios e microclínios e muitos deles apresentam feições de exsoluções peritíticas. São cristais alotriomórficos (30%-50%) de granulação média como que variam entre 2,4 e 6 mm. Pontualmente apresentam feições de alteração para sericita, apresentam no geral microfraturas e microfalhas.

O quartzo (qtz) (28%-52%) se apresenta como cristais anhedrais de granulação fina a média que variam entre 0,8 e 4 mm, frequentemente apresentam extinção ondulante e, por vezes podem se apresentar como microcristais preenchendo as fraturas.

Os cristais de plagioclásio (plg) (11%-30%) exhibe uma granulação fina a média que variam entre 0,8 e 2 mm, por vezes se apresentam como megacristais com 6 mm de dimensão, são comumente alterados para epidoto. O teor de anortita é albita pura.

A biotita (bt) por sua vez apresenta granulação fina a média, 0,4 a 2 mm e são normalmente cristais euhedrais, porém é comum encontrá-las em agregados e raramente são encontradas como minerais secundários preenchendo fraturas. Normalmente são alteradas para cloritas.

A hornblenda (hbl) (1%-7%) são cristais hábitos prismáticos, com fraco pleocroísmo, apresentam granulação média, 1,2 mm e 1,5 mm.

Entre os minerais acessórios foram identificados pequenos cristais de granulação fina a muito fina (0,005 a 0,3 mm) de titanita, clorita, allanita e rutilo em porcentagens menores que <2%.

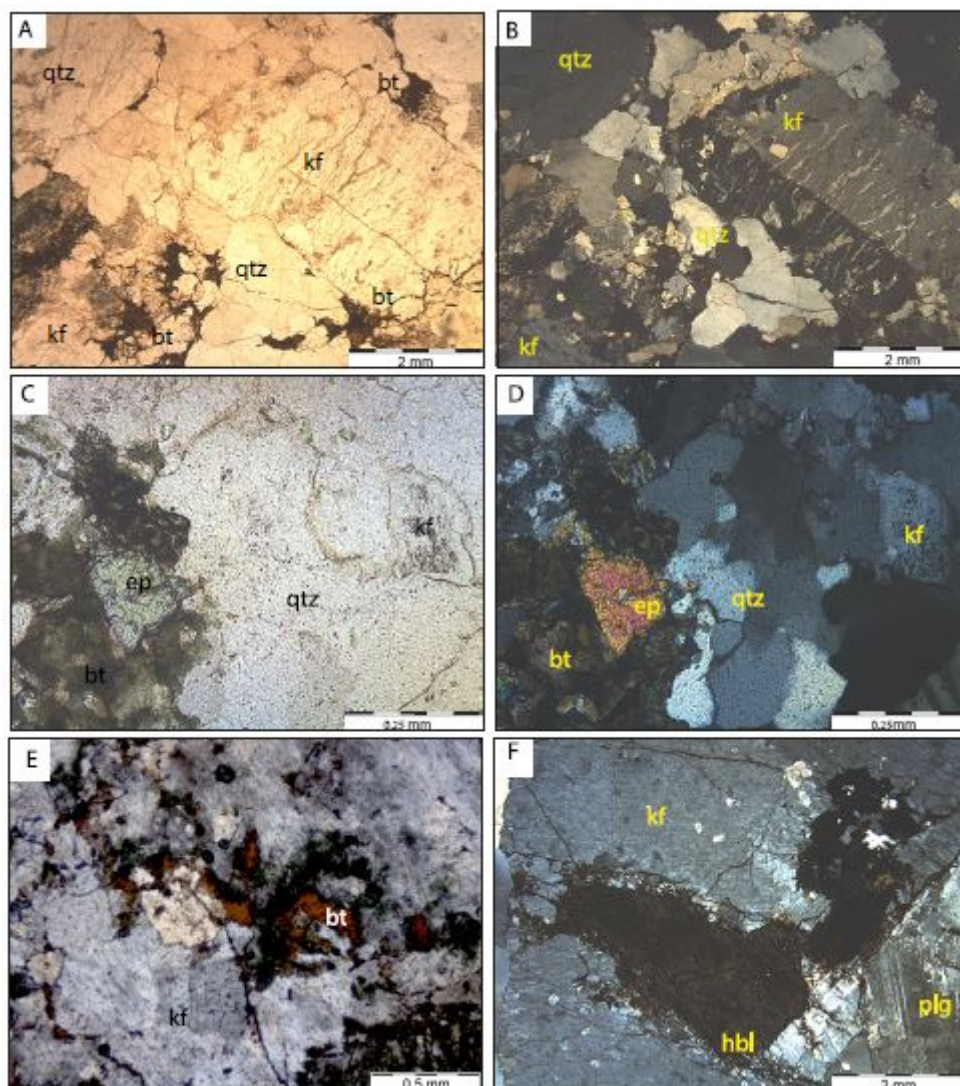
A composição modal foi recalculada a partir dos cristais de feldspatos alcalinos, plagioclásios e quartzo e plotadas no diagrama ternário QAP para rochas plutônicas (Streckseis, 1976).

Figura 5-9 As fotografias a seguir são amostras de mão mostrando as feições principais e que mostram os granitos da região.

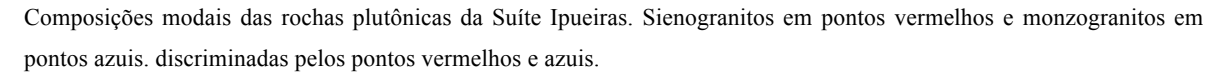


A) Fotografia de amostra de mão do biotita sienogranito, o círculo amarelo mostra textura *rapakivi*. B) Fotografia de amostra de mão do biotita hornblenda monzogranito muito fraturado com processo de alteração hidrotermal, epidotização; C) fotografia de amostra de mão de um hornblenda monzogranito.

Figura 5-10: Compilado de imagens que mostram as principais feições da unidade plutônica da Suíte ipueiras.



A) Fotomicrografia a nicóis paralelos e aumento de 1,25x, a imagem exhibe os minerais de relevo baixo, além de biotita percolando as fraturas. B) Fotomicrografia a nicóis cruzados e aumento de 1,25x. A imagem exhibe as exsoluções peritíticas dos ortoclásios, além do quartzo recristalizado e o quartzo anedral no extremo nordeste da imagem. C) Fotomicrografia a nicóis paralelos e aumento de 4x. A imagem mostra um mineral de relevo alto esverdeado, em minerais de relevo baixo, além de minerais máficos. D) Fotomicrografia a nicóis cruzados e aumento de 4x. A imagem exhibe uma assembleia de quartzo recristalizado, ortoclásio, epidoto e biotita. E) Fotomicrografia a nicóis cruzados e aumento de 1,25x. Mostra uma assembléia essencialmente de ortoclásio e biotita. F) Fotomicrografia a nicóis cruzados e aumento de 1,25x. A imagem mostra cristais de hornblenda, plagioclásio e ortoclásio.



5.2.1.2. Litogeoquímica

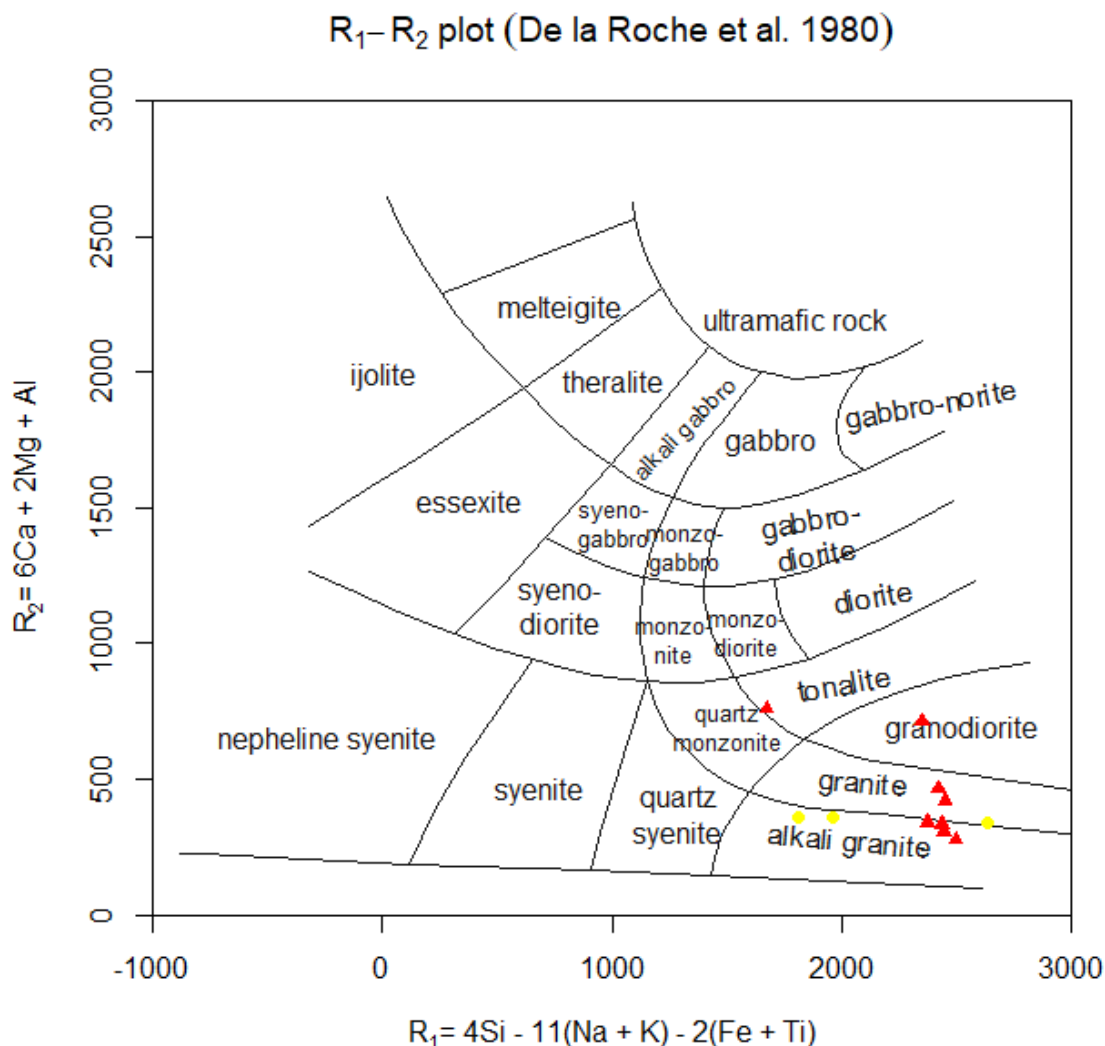
Foram realizadas análises químicas de elementos maiores em rocha total para 11 amostras representativas dos granitos da Suíte Ipueiras, as quais se mostraram aparentemente preservadas dos processos hidrotermais tardi a pós-magmáticos. Os resultados obtidos estão na Tabela 1.

Tabela 6: Resultados de análises geoquímicas das amostras pertencentes à unidade plutônica da Suíte Ipueiras.

| AMOSTRA (%) | TF18_IV_50a | TF18_IX_10 | TF18_X_III_6 | TF18_XIV_118 | TF18_XVI_122 | TF18_XV_I_56 | TF18_XV_I_90 | TF18_XVI_II_58 | TF18_XIX_110 | TF18_XI_X_7.1 | TF18_X_IX_7 |
|--------------------------------|-------------|------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|----------------|--------------|---------------|-------------|
| Al ₂ O ₃ | 14,53 | 15,85 | 14,76 | 13,25 | 12,34 | 12,68 | 12,6 | 13,59 | 12,17 | 13 | 14,53 |
| CaO | 1,05 | 3,5 | 3,33 | 0,13 | 0,82 | 0,51 | 0,84 | 1,72 | 0,91 | 0,95 | 1,05 |
| MgO | 0,45 | 1,48 | 1,35 | 0,04 | 0,07 | 0,05 | 0,08 | 0,25 | 0,12 | 0,06 | 0,45 |
| FeO | 1,14 | 2,97 | 2,92 | 1,01 | 1,38 | 0,77 | 1,5 | 1,98 | 1,44 | 1,69 | 1,14 |
| Na ₂ O | 5,11 | 4,47 | 4,06 | 3,05 | 4,5 | 4,01 | 4,75 | 4,19 | 3,26 | 4,2 | 5,11 |
| K ₂ O | 2,46 | 4,22 | 2,73 | 6,02 | 4,2 | 4,95 | 03,99 | 3,8 | 5,15 | 6,42 | 2,46 |
| MnO | 0,02 | 0,08 | 0,09 | 0,01 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,09 | 0,06 | 0,05 | 0,02 |
| P ₂ O ₅ | 0,08 | 0,16 | 0,27 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,06 | 0,03 | 0,02 | 0,08 |
| TiO ₂ | 0,22 | 0,51 | 0,45 | 0,06 | 0,17 | 0,1 | 0,2 | 0,28 | 0,23 | 0,19 | 0,22 |
| SiO ₂ | 73,18 | 65,21 | 67,88 | 75,34 | 75,99 | 75,8 | 75,63 | 72,97 | 75,72 | 72,93 | 73,18 |

De acordo com o diagrama de parâmetros catiônicos (De La Roche et al., 1980), as amostras analisadas caem predominantemente sobre o campo de classificação do granito e álcali-granito, com uma amostra sobre o campo do granodiorito (Fig. X). Tal informação está de acordo com as observações petrográficas, as quais caracterizam essas rochas predominantemente em monzogranitos a sienogranitos e granodioritos.

Figura 5-12: Diagrama de classificação de rochas plutônicas R1-R2 por meio de elementos maiores. (De La Roche, 1980).

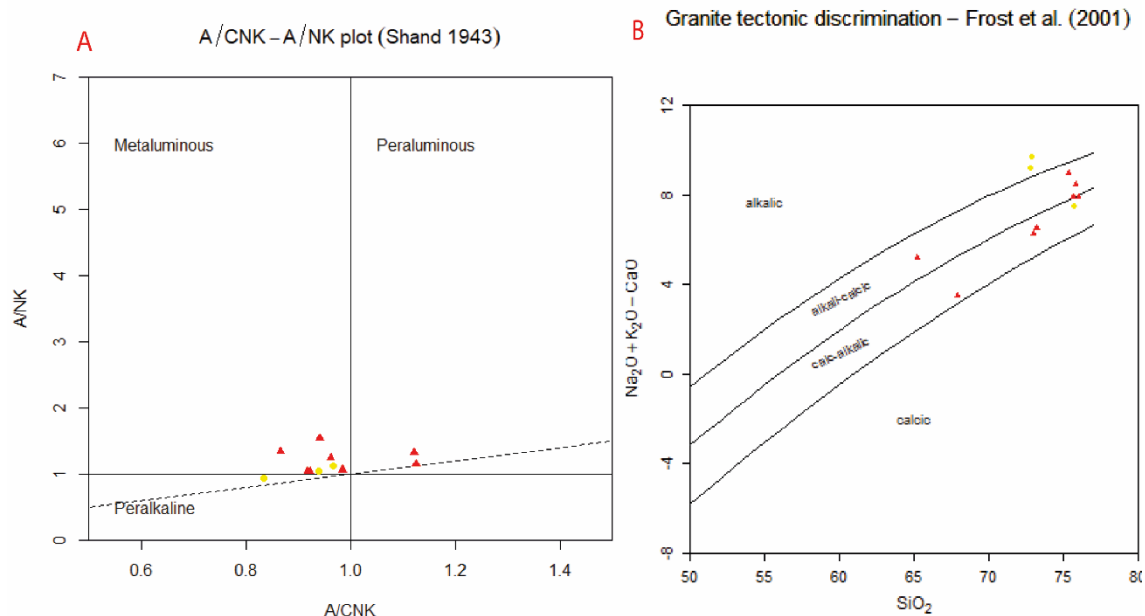


Os pontos em triângulos vermelhos são referentes às amostras das demais áreas do projeto, os círculos em amarelo são referentes às amostras da área XIX.

De acordo com o diagrama AFM (Fig. XA) de Irvine e Baragar (1971), as amostras estudadas fazem parte da série calci-alcalina. A figura 2, que reúne informação relativa ao índice de saturação em alumina, denuncia o caráter metaluminoso dessas rochas, o que é de acordo com as análises petrográficas feitas, que revelam na composição dessas rochas biotita e hornblenda como constituintes essenciais. As razões A/CNK dessas amostras variam entre 0,81 a 0,98, com apenas uma amostra discrepante apresentando valor de 1,12, no campo de composição peraluminosa, valor que pode ser explicado devido a possível alteração hidrotermal sofrida pela rocha. Sobre o diagrama de correlação SiO_2 versus $K_2O + Na_2O - CaO$ (Fig. XC),

as amostras mostram afinidade predominantemente calci-alkalina a alcalina-cálcica (valores predominantemente de $K_2O + Na_2O - CaO$ entre 6 a 9%).

Figura 5-13: Características geoquímicas das rochas plutônicas da Suíte Ipueiras.



A) Índice de saturação em alumina (ISA) de Shand (1943), onde $A/NK = Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ e $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$. B) Índice MALI (modified alkali-lime index = Na_2O+K_2O-CaO) x SiO_2 proposto por Frost et al. (2001).

5.2.1.3. Suíte Santa Rosa

As rochas vulcânicas dessa suíte apresentam as mesmas características composicionais e, portanto, sua resposta a partir dos dados geofísicos são indistinguíveis. Essa unidade representa cerca de 3,47 % da área XIX e se encontra mais a NW da área, possui extensão máxima de 2 km com direção NNW-SSE e 4 km de extensão máxima com direção NE-SW. Afloram em pequenos morrotes com 97 metros de desnível, normalmente associado com vegetação composta essencialmente por capim, caracterizando os campos limpos. Raramente são encontrados em encostas de serras, associados às drenagens encaixadas. Excepcionalmente em quebras de relevo e subida de serras na porção NE da área, em divisa com a área XV são encontrados blocos métricos dessa unidade.

Em nível de afloramento, apresentam-se em lajedos de dimensões métrica, 3 a 4 metros, apresentam um intenso fraturamento, muito preservados sem capa de alteração de coloração cinza avermelhada.

Composicionalmente trata-se de um riolito, caracterizado por fenocristais de quartzo escuro imersos em uma matriz afanítica muito silicificada. Por vezes apresentam uma sulfetação disseminada, além de apresentarem um magnetismo acentuado quando testados com imã. Os fenocristais de quartzo de granulação média 0,1 a 0,2 cm e de feldspato alcalino de granulação muito fina e coloração avermelhada. A presença de um forte magnetismo indica a presença de minerais como magnetita. Por vezes são observados acumulos de cristais de plagioclásios concentrados em pequenas massas juntos com quartzo de granulação muito fina.

Figura 5-14: Riolitos da Suíte Santa Rosa na área XIX.



A) Afloramento em lajedo métrico bem preservados, com pouquíssima alteração intempérica; B) Blocos métricos de aproximadamente 1,5 metros de riolito com capa de alteração esbranquiçada e centro preservado de coloração cinza esbranquiçada; C) Bloco métrico em sopé de morrote, com coloração escura quando alterado e presença de veios de quartzo.

Em microscopia, essas rochas são caracterizados por serem inequigranulares de tipo porfírica e matriz afanítica. A assembleia mineral primária é composta essencialmente por quartzo, sanidina e plagioclásio como fenocristais, imersos em uma matriz afanítica composta por microcristais de quartzo e feldspatos. Biotita, carbonato, sulfeto e quartzo como minerais secundários.

Os cristais de sanidina (32%-35%) sofreram processos de sericitação, possuem uma granulação no máximo de 0,4 mm.

Os cristais de plagioclásios (20%-24%) apresentam uma granulação fina com no máximo 0,3 mm, e com processos de sausseritização.

Os cristais de quartzo (41%-48%) exibem a mesma granulação dos demais, além de feições de reabsorção e textura granofírica, que indicam um protolito vulcânico. A matriz encontra-se recristalizada, onde se observam domínios de microcristais de quartzo e sanidina.

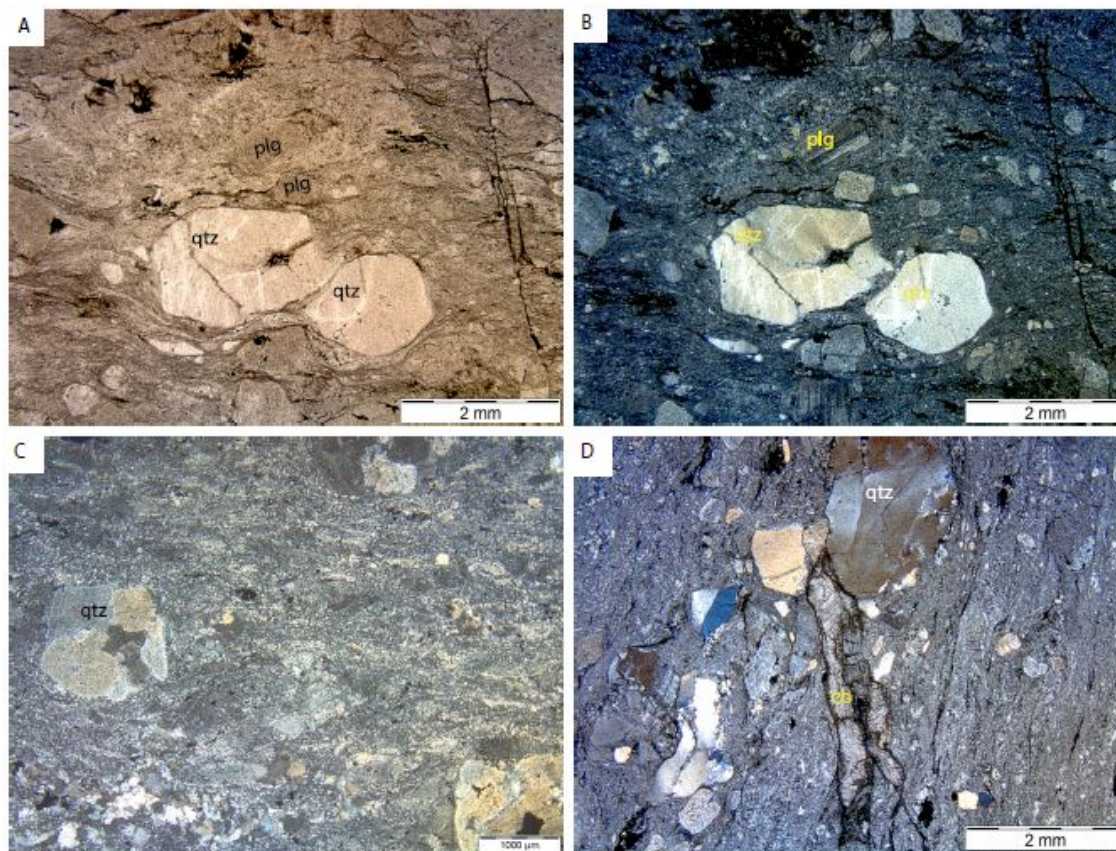
As rochas sofreram deformação do tipo dúctil-rúptil, marcada pela orientação preferencial dos cristais da matriz recristalizada. E também microfraturamentos e microfalamentos que os cristais de quartzo e sanidina estão submetidos.

A presença de minerais como carbonato nesse sistema preenchendo interstícios, além de cristais de magnetita, pirita e esfalerita euhedrais nessa rocha, disseminados indicam que houve uma percolação de fluidos posterior e processos de alteração hidrotermal.

Figura 5-15: A figura a seguir exibe com escala os riolitos que afloram na área XIX



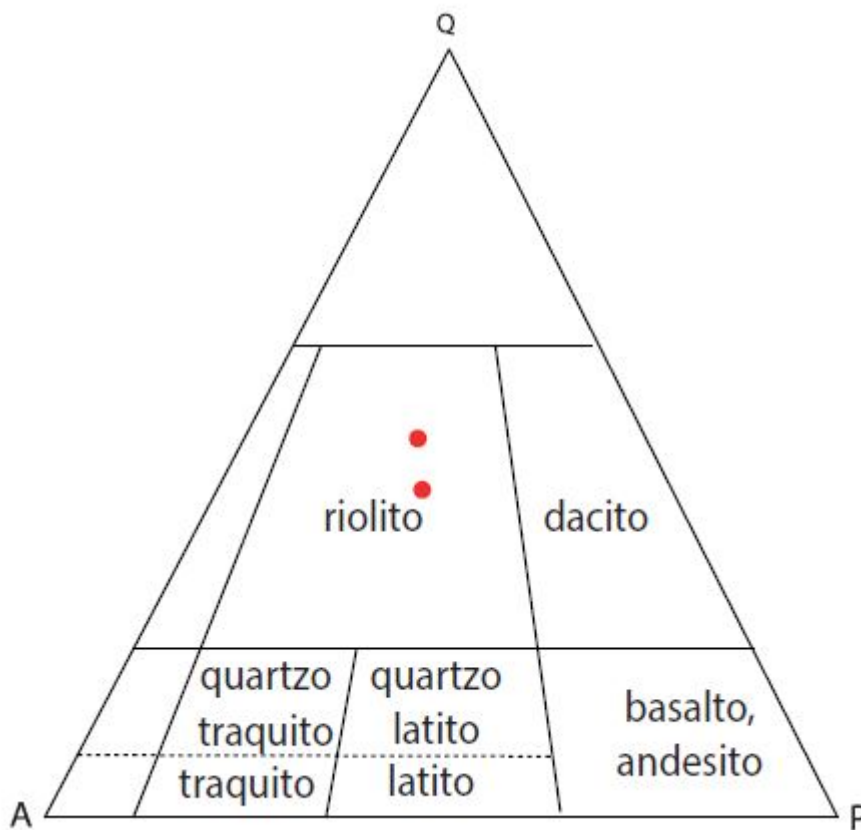
A) Imagem de amostra de mão do riolito, coloração cinza esbranquiçado. B) Imagem mostra amostra de mão do riolito aflorante na área XIX, intensamente silicificado.

Figura 5-16: Fotomicrografias dos riolitos da área XIX.

A) Fotomicrografia a nicóis paralelos e aumento de 1,25x e B) a nicóis cruzados mostrando o aspecto porfírico destas rochas e a presença de porfiroclastos de quartzo engolfamento e plágioclásios. C) Fotomicrografia a nicóis cruzados e aumento de 1,25x, Estes minerais encontram-se imersos em uma matriz com um padrão anastomosado na qual se observa minerais opacos, esfalerita, pirita e magnetita; D) Fotomicrografia a nicóis cruzados de porfiroclastos de quartzo rotacionados imersos em matriz anastomosadas e filete de carbonato acompanhando a foliação.

A composição modal destas rochas indicou que eles podem ser plotados no diagrama ternário QAP para rochas vulcânicas, no campo do riolito. Sendo assim foram de acordo com a interpretação feita em campo dessas rochas. A presença de uma matriz recristalizada, além de clastos angulosos e muito faturamento na lâmina, indica que a rocha é um metarriolito.

Figura 5-17: Diagrama QAP para vulcânicas.



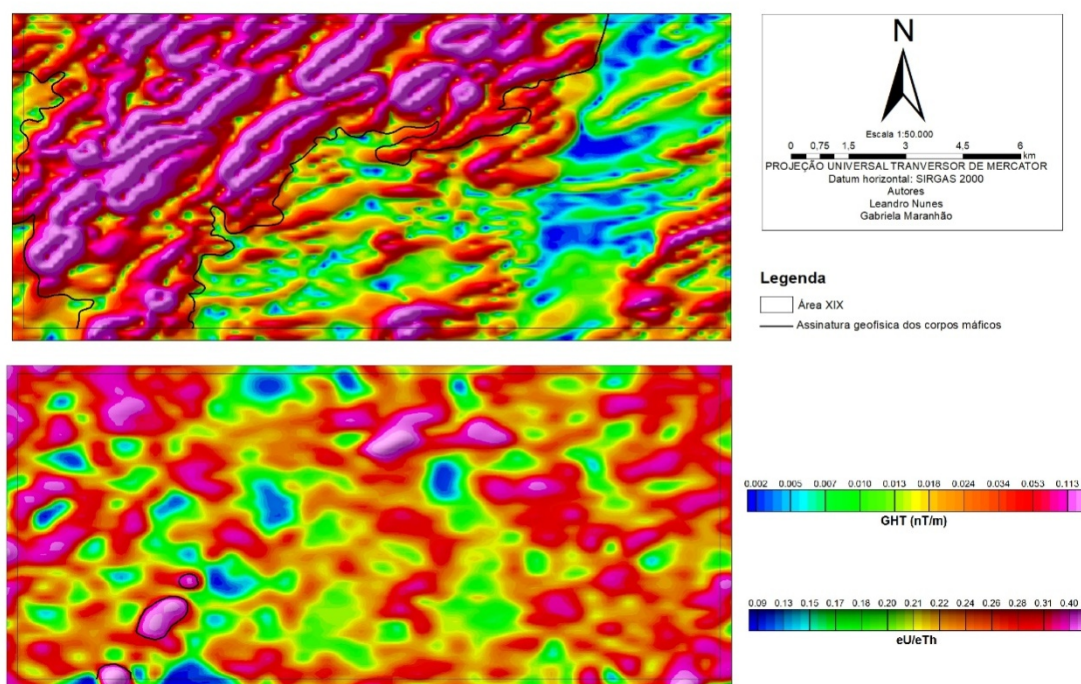
Composição modal das rochas vulcânicas da Suíte Santa Rosa.

5.2.1.4. Intrusões Máficas-Ultramáficas acamadadas

Foram identificados um total de 14 afloramentos de rochas máficas-ultramáficas que representam cerca de 1,33% da área XIX.

Tais corpos gabróicos puderam ser definidos a partir dos dados das assinaturas geofísicas de magnetometria e gamaespectrometria. No produto magnético, os corpos máficos-ultramáficos apresentam suscetibilidade magnética alta e possuem trend NE, porém poucos desses corpos afloram. Já na gamaespectrometria, foi observado em campo que o alto sinal da razão eU/eTh indica rocha máfica-ultramáfica aflorante, uma vez que o sinal gama é mais superficial. A alta razão eU/eTh também indica que a rocha possui uma maior concentração (em ppm) equivalente de urânio do que tório.

Figura 5-18: Mapas de gradiente horizontal total (GHT) e razão eU/eTh ,



Mostram a assinatura geofísica das intrusões máfica-ultramáfica acamadadas.

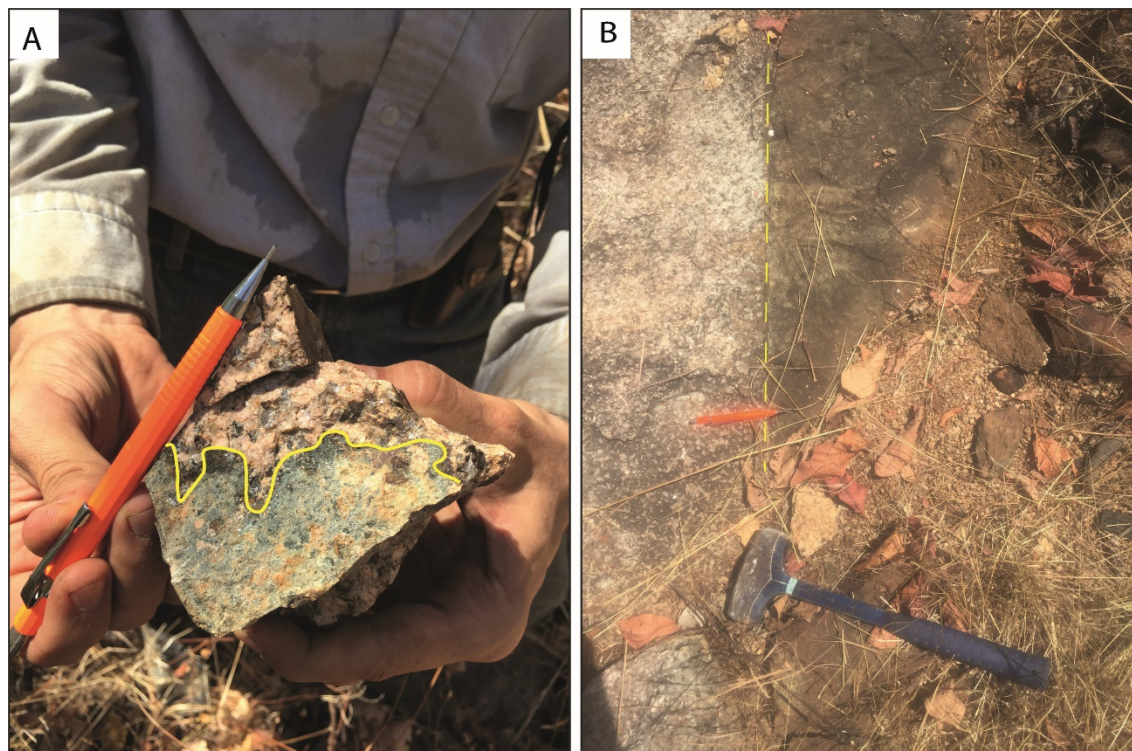
Esta unidade é associada as áreas de relevo ondulado de vegetação típica de cerrado do tipo campo suja, com pontuais matas de galeria em drenagens secas. Trata-se de rochas intrusivas, sub-fanéricas, de coloração cinza escura melanocrática (entre 65-90% de minerais máficos), de granulação fina a média (entre 1 e 4 mm), com sulfetação disseminada e magnetismo. Esses gabros afloram na forma de blocos métricos, lajedo e não possuem deformações.

Figura 5-19: Afloramentos característicos das intrusões máfico-ultramáfico acamadadas



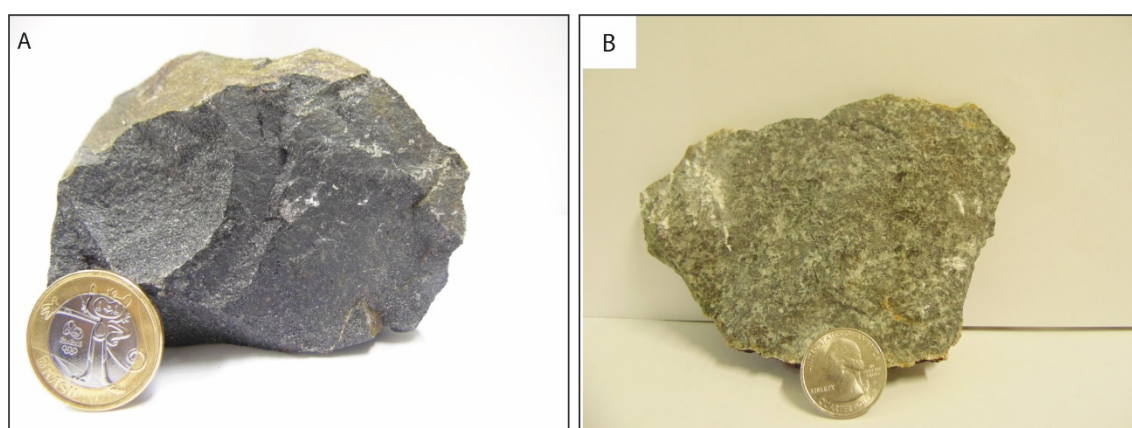
A) Afloramento em lajedo métrico muito fraturado com composto por gabbros de coloração cinza esverdeados; B) Blocos métricos do microgabbros com capa de intemperismo preta característica e cinza esverdeado quando não alterados; C) Afloramento em lajedo referente aos gabbros não-deformados de granulação fina, coloração cinza esverdeada quando fresca e marrom quando intemperizada. É constituída de assembleia mineralógica composta por plagioclásio saussuritizado, clinopiroxênio, KF, biotita e actinolita.

Figura 5-20: Plate de fotos de interação da unidade máfica com o granito.



A) Afloramento decamétrico compostos por grandes blocos e tipo lajedo. É possível ver uma interação entre a rocha granítica alcalina com uma rocha cinza-esverdeada, com assembléia mineral de plg-cpx-epidoto em uma matriz afanítica. O afloramento foi interpretado como um contato intrusivo bem definido. Este ponto corresponde a um alto magnético no produto de magnetometria; B) assimilação do granito alcalino de granulação grossa no gabro de granulação média causada durante intrusão máfica-ultramáfica.

Figura 5-21: Fotografias de amostras das intrusões máfica-ultramáfica.



A) amostra de mão referente gabro, sub-fanérítico e magnético; B) amostra de mão de gabro composto por plagioclásio, clinopiroxênio, ilmenita, biotita, actinolita, apatita, pirita.

A partir de análises microscópicas e resultados de química mineral, essas rochas são compostas por clinopiroxênio (25-45%), plagioclásio (27-38%), ilmenita (10-12%), biotita (5-

10%), apatita (1%), titanita (1%) e, por vezes, anfibólio (5%), calcita (4%), pirita (4%), actinolita (5%), zircão (2%). A análise da microsonda também apontou a presença de badeleíta.

Em lâminas delgadas, foi possível perceber uma variação na granulação entre as amostras coletadas, uma vez que alguns gabbros apresentam granulação média e outros granulação fina à densa. Esses gabros sub-faneríticos foram classificados como microgabros. Em geral, as rochas dessa unidade apresentam trama geral holocristalina e hipidiomórfica e texturas tipicamente ígneas, cumuláticas, intergranulares e ofíticas/subofíticas.

Os cristais de clinopiroxênio (25-45%) foram classificados em augita. São subhedrais à euhedrais, contatos retilíneos. Seu tamanho varia entre 0,8 a 4 mm e é marcado pela textura ofítica à subofítica em alguns cristais. É comum observar processos de uralitização onde cristais de cpx são envoltos por anfibólio.

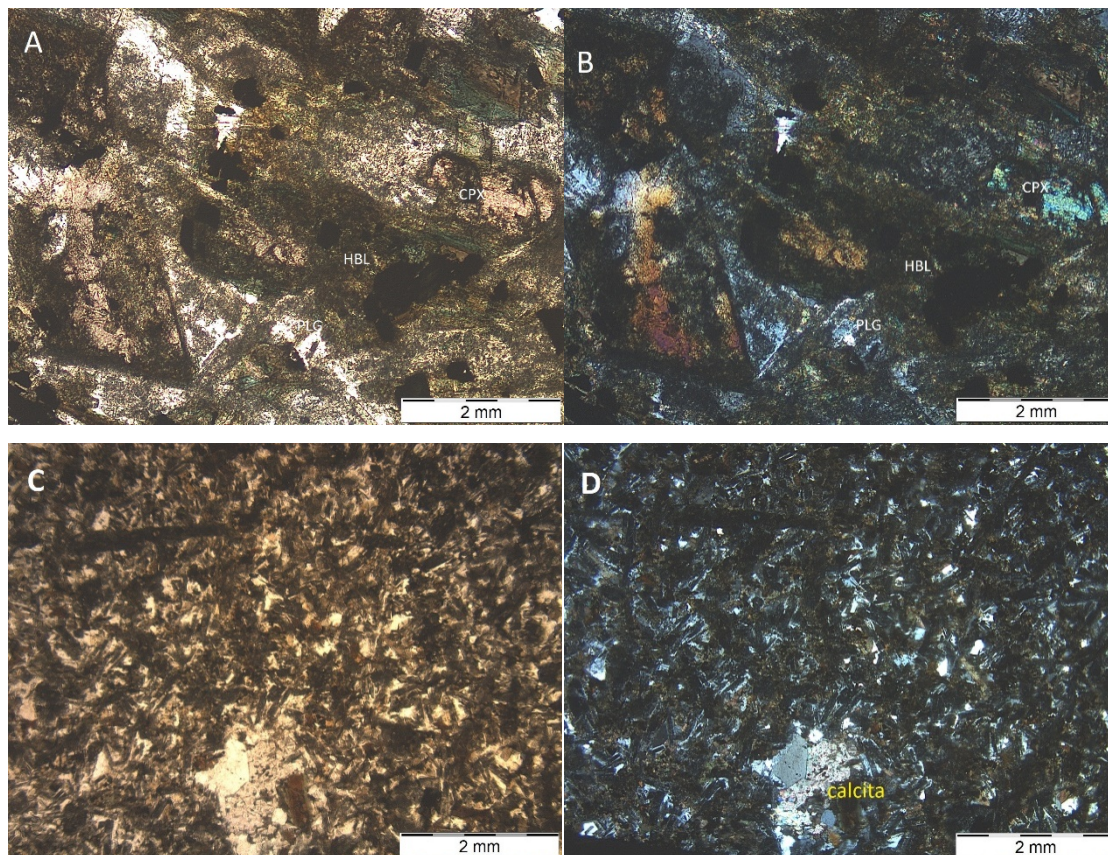
O plagioclásio (27-38%), euhedral e geralmente ripiforme, possui teor de labradorita, granulação média a grossa de 1,2 a 4,2 mm, geminação polissintética e define a textura ofítica. Ocorrem também como cristais intersticiais em meios aos piroxênios.

Os cristais de hornblenda (5%), por sua vez, apresentam 2 famílias de clivagens com coloração esverdeada e leve pleocroísmo. Seu tamanho varia entre 0,3 e 1,2 mm.

Os cristais de biotita (5-10%) possuem hábito lamelar, uma direção de clivagem, medem entre 0,1 e 0,4 mm, são marrom-alaranjada.

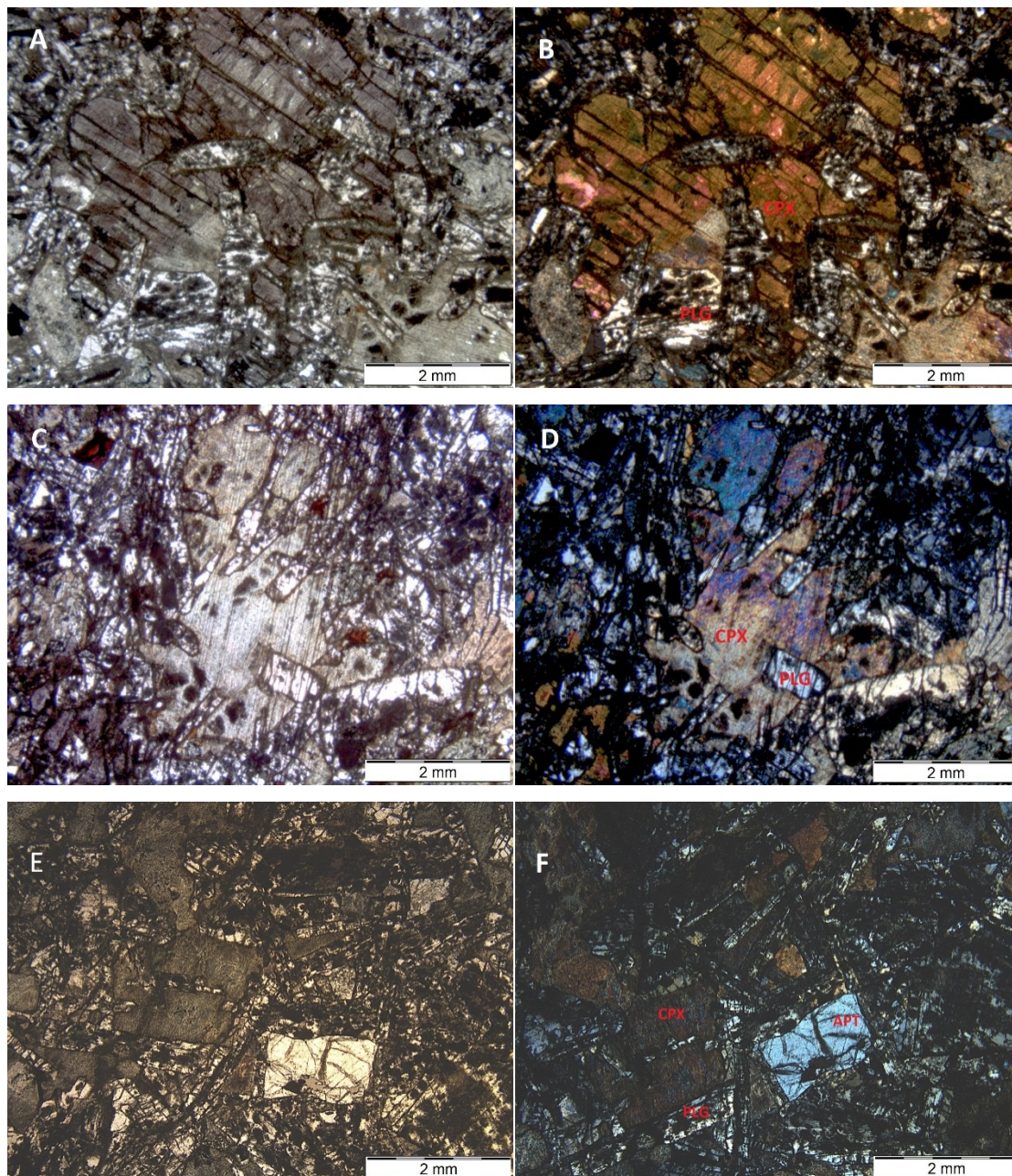
Os cristais de titanita (1%) encontram-se fraturados com cerca de 0,1 mm. A calcita (4%) mede cerca de 0,4 mm. Os cristais de apatita (1%) possuem relevo alto, cerca de 0,3 mm. Os minerais opacos são de granulação média, apresentam magnetismo e foram interpretados como ilmenita (10-12%) e pirita (4%).

Figura 5-22: Microgabro da intrusão máfica-ultramáfica



A (N//) e B (NX): a assembleia mineralógica é caracterizada por plagioclásio, hornblenda e clinopiroxênio (augita) de granulação fina; C (N//) e D (NX): fenocristal de calcita e quartzo em meio a trama de plagioclásio (PLG), hornblenda (HBL) e clinopiroxênio (CPX).

Figura 5-23: Gabbro da intrusão máfica-ultramáfica.



A (N//) e B (NX): cristais de augita (CPX) e plagioclásios (PLG) ripiformes. C (N//) e D (NX): evidenciam a textura ofítica predominante entre os clinopiroxênio e os plagioclásios. E (N//) e F (NX): textura ofítica e cristal euhedral de apatita (APT).

Essa unidade foi interpretada como pertencente às Intrusões Acamadadas Máficas-Ultramáficas definidas por Lima (2008) e é pertencente à intrusão São Domingos (SDI) do Grupo 2.

Essas intrusões são divididas em 2 grupos: o Grupo 1, formado pelas intrusões Carreira Comprida (CCI), Rio Crixás (RCI) e Morro da Mata (MMI), todas localizadas a oeste do rio Tocantins e caracterizadas por cumulos máficos com abundante plagioclásio e ilmenomagnetita cúmulus e o Grupo 2, constituído pelas intrusões VE3, Monte do Carmo (MCI) e São Domingos (SDI), a leste do rio Tocantins. O grupo 2 é caracterizado por grande proporção de

rochas máficas, ultramáficas com texturas de ad- a ortocumuláticas, pela ausência de ortopiroxênio e reconhecidas pelas anomalias de alto magnético, pois possuem afloramentos raros. Os litotipos principais são wehrlito, clinopiroxenito, e gabro que representam diferentes tipos de cumulos ultramáficos e máficos; (Lima et al, 2008).

5.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL

5.3.1. Introdução

A região do Projeto Monte do Carmo é caracterizada por uma trama anastomosada de *trend* NNE-SSW, onde os contatos entre as unidades litoestruturais são limitados por traços associados a zonas de cisalhamento. Essa trama cisalhante apresenta-se muitas vezes modificadas por falhas normais de *trend* NW-SE, segmentando e embutindo unidades litoestruturais em diferentes níveis.

Zonas de cisalhamento são componentes comuns em vários terrenos metamórficos. Elas dividem grandes regiões em subdomínios ou blocos litotectônicos que contem elementos estruturais e tectônicos primários similares. A compreensão do histórico geológico e os processos tectônicos nessas regiões dependem do entendimento da história tectônica dessas zonas de cisalhamento com as unidades adjacentes.

O mapeamento dessas zonas, assim como a definição dos domínios estruturais, utilizou da integração de dados de aeromagnetometria, imagens de satélite e dados de campo. Nas imagens de aeromagnetometria as zonas de cisalhamento são expressas na forma de estruturas de primeira ordem com forte contraste em relação as estruturas de segunda e terceira. Em imagens de satélite, apresentam forte controle sobre feições superficiais como serras, rios e drenagens, e em campo apresentam tramas miloníticas e outras estruturas indicativas de regime dúctil.

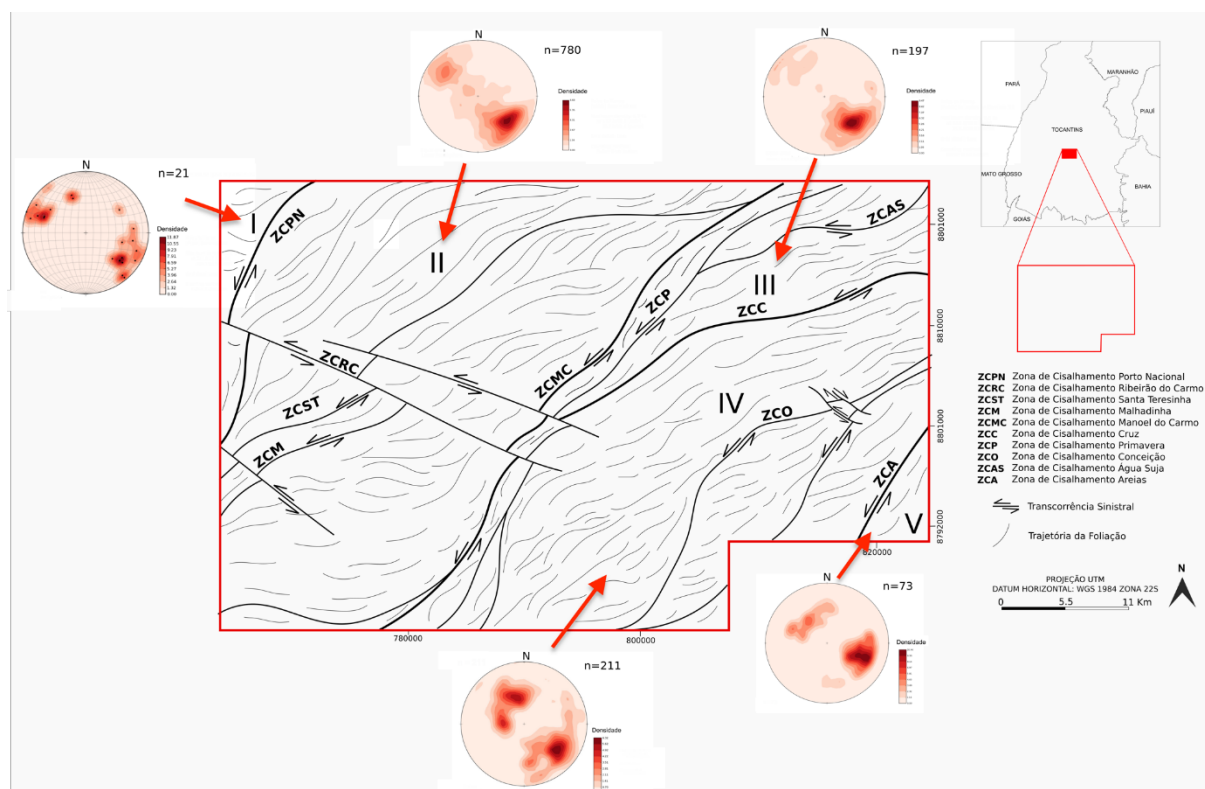
5.3.2. QUADRO ESTRUTURAL REGIONAL

Ao todo, foram individualizadas 4 zonas de cisalhamento principais, denominadas de: Zona de Cisalhamento Porto Nacional (ZCPN), Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo (ZCMC), Zona de Cisalhamento Cruz e Zona de Cisalhamento Areias. Estas zonas de cisalhamento compartimentam a área mapeada em 5 domínios estruturais (Figura 5.38).

A **ZCPN** esta situada na parte oeste da área mapeada, apresenta traço sinuoso de direção NNE-SSW ao norte e N-S na porção sul. Possui aproximadamente 1,5km de espessura e extensão que extrapola a área mapeada. É caracterizada por cisalhamento de alto ângulo com cinemática sinistral.

A **ZCMC** é localizada na parte central do projeto e sua expressão em superfície é bem marcada pela serra homônima. Apresenta *trend* NE-SW nas porções norte e centro, e próximo a extremidade sul da área mapeada sofre uma inflexão súbita que muda seu *trend* para N-S. É caracterizada por cisalhamento de médio a alto ângulo com cinemática sinistral.

Figura 5-24: Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo.



A **ZCC** compreende uma estrutura de aproximadamente 30 km, situada na porção nordeste da área. Apresenta *trend* NE-SW e cinemática sinistral e é caracterizada por um cisalhamento de médio a alto ângulo.

A **ZCA** é observada no extremo sudeste da área, com extensão de aproximadamente 10 km e *trend* NE-SW.

Domínio I

Localizado no extremo oeste do Projeto Monte do Carmo este domínio é delimitado a oeste da **ZCPN**. É constituído exclusivamente pelas rochas do Granito Matança, um corpo de dimensões batolíticas com fraca anisotropia na sua porção centro sul, a não ser por esparsas bandas de cisalhamento centimétricas, a intensamente milonitizado na porção norte. Essa fábrica tectônica penetrativa é restrita as bordas do corpo, apresenta alto ângulo (70° a 90°) e

com direção predominante NNE-SSW.

Domínio II

Este domínio estrutural compreende uma extensa faixa de aproximadamente 30km de largura e orientação NNE-SSW, sendo delimitado a oeste pela **ZCPN** e a leste pela **ZCMC**. Este setor tem como principal característica a foliação regional (Sn) de alto médio a alto ângulo (55° a 90°) anastomosada com *trend* NE-SW a E-W o que acaba configurando uma geometria sigmoidal de cinemática sinistral. As zonas de cisalhamento Santa Teresinha (**ZCST**) e Malhadinha (**ZCM**) acompanham essa geometria sigmoidal. Um sistema de cisalhamento e transcorrência sinistral de direção NW-SE denominado de Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo (**ZCRC**) é observado na porção central desse domínio. Estas estruturas deslocam as demais zonas de cisalhamento observadas.

As regiões próximas as zonas de cisalhamento apresentam trama milonítica (Sm) de alto ângulo (70° a 80°) e lineações de estiramento mineral de baixo ângulo (15° a 20°) oblíquas as foliações. Essa fábrica tectônica é observada tanto nas bordas quanto nas porções centrais das rochas cristalinas do Complexo Granulítico Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Suíte Aliança, Suíte Gabbro-Anortositica Carreira Comprida e Suíte Lajeado.

Domínio III

Este domínio esta localizado na porção nordeste da área do projeto. Compreende uma faixa de direção NE-SW de aproximadamente 26 km de comprimento e 15 km de largura. É delimitado a oeste pela **ZCMC** e a sul pela **ZCC**. Engloba as unidades litoestratigráficas intrusivas máfica-ultramáficas e a sequencia metavulcano sedimentar indefinida. Apresenta geometria triangular e uma trama levemente anastomosada. Uma das principais características deste domínio são as dobras sinformes, fechadas, inclinadas, com caimento suave para NE e plano axial subvertical que afetam os quartzitos que constituem a Serra Manoel do Carmo. Esta faixa de dobramentos ocorre entre as **ZCMC** e a Zona de Cisalhamento Primavera (**CZP**). As foliações regionais Sn neste domínio são de mergulho moderado a alto, variando de 50 a 84 graus em *trend* NE-SW.

Domínio IV

O domínio IV localiza-se no centro-leste da área e compreende uma faixa de 30 km de largura por 50 km de comprimento que engloba a unidade metavulcanossedimentar indefinida e a Suíte Plutono-Vulcânica Ipueiras, orientados predominantemente a NE-SW. É limitado pela

ZCMC, a oeste, e pela **ZCA**, a leste.

Neste compartimento há o predomínio de deformações rúpteis-dúcteis, com a presença de foliação regional em rochas metassedimentares e diversas zonas de cisalhamento. Na extremidade oeste do domínio a foliação regional apresenta mergulho para WNW e a leste a foliação regional possui mergulho para ESE, constituindo uma estrutura regional.

Na porção central ocorre uma rotação na direção da foliação regional, observada tanto em campo quanto nos produtos geofísicos: as direções mudam gradativamente de N-S na extremidade sul da área para NE-SW à medida que se aproxima do centro da área do projeto, provavelmente em razão da interferência das zonas de cisalhamento. É impressa uma deformação dúctil pronunciada nas serras de rochas metassedimentares, ora mostrando-se com duas foliações superpostas, ora na forma de dobras com eixos NE-SW marcadas em imagens de satélite.

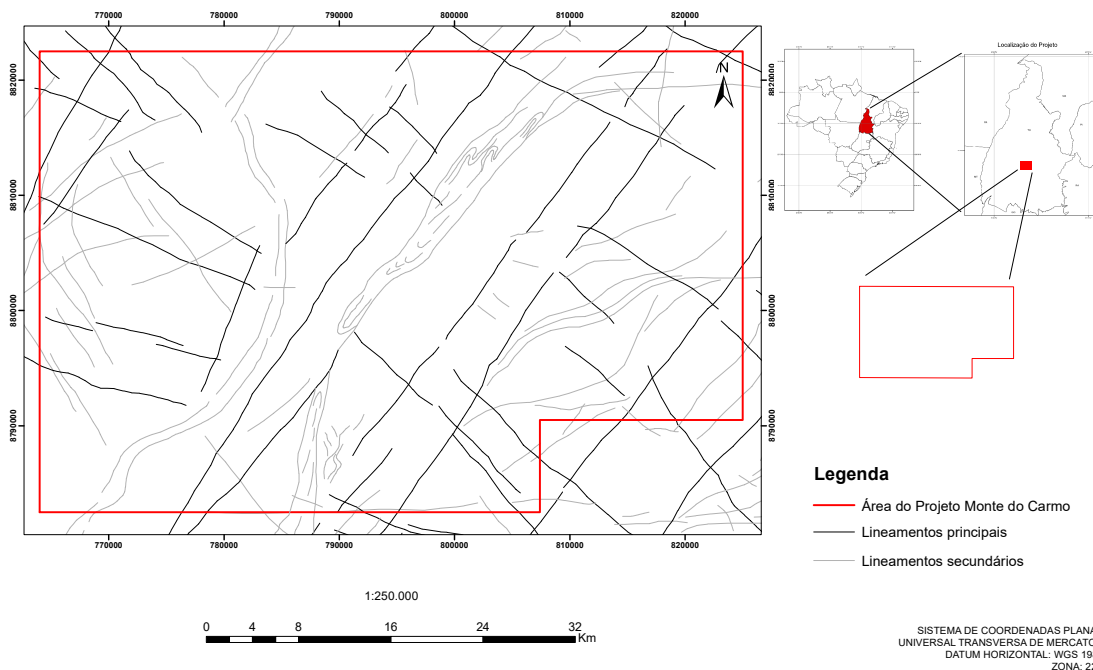
Domínio V

Localizado na extrema posição sudeste da área mapeada este domínio é delimitado a oeste pela **ZCA**. Compreende uma faixa de aproximadamente 10km de largura e 10 km de comprimento que engloba a sequência vulcanossedimentar da Formação Monte do Carmo. Esse domínio é definido pela presença de falhas transcorrentes que cortam toda a área e zonas de cisalhamento de direção NE-SW associadas a rochas vulcânicas máficas, onde ocorrem baixos topográficos. As falhas transcorrentes são observadas na área em zonas de localização da deformação, por meio do adensamento de fraturas que acompanham o *trend* regional NE-SW. Além disso, existem zonas de cisalhamento locais de direção W-E, que rotacionam localmente as foliações regionais e milonítica. Observa-se também um *trend* quase perpendicular de direção NW-SE de deformação rúptil posterior, representado por falhas, juntas e fraturas perpendiculares às estruturas principais.

Estruturas de regime rúptil-dúctil e rúptil são observadas ao longo de todos os domínios descritos. Estas estruturas consistem em duas famílias principais, uma de *trend* NE-SW e outra NW-SE (Figura 5.39). A interação entre essas duas famílias resulta em um recorte escalonado das unidades litotectônicas, marcada por um pronunciado gradiente de relevo e um forte controle sobre as serras que circundam a área de estudo. Tais feições são observadas principalmente entre as cidades de Porto Nacional e o povoado da Escola Brasil.

Figura 5-25: Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo.

Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo



5.3.3. Geologia estrutural da área XIX

A geologia estrutural da área XIX compreende elementos da trama dúctil e rúptil. Neste capítulo será abordado a geometria das estruturas e suas relações com os demais.

5.3.3.1. Elementos da Trama dúctil

Os elementos da trama dúctil que caracterizam a área XIX são raros e representados, a priori, por uma foliação (S_n) e uma lineação de estiramento mineral (L_x).

A foliação principal (S_n) ocorre em lugares localizados da área XIX e é composto por uma foliação regional de *trend* preferencial NE-SW de baixo ângulo, variando entre 30° e 40°. Localmente, uma foliação milonítica (S_{n+1}) é formada paralela à banda de cisalhamento com *trend* preferencial N-S, onde a foliação regional é truncada por essa banda de cisalhamento. Essa foliação apesar de localizada ainda apresenta uma penetratividade alta, e bem marcada. Afeta principalmente os granitos da Suíte Ipueiras.

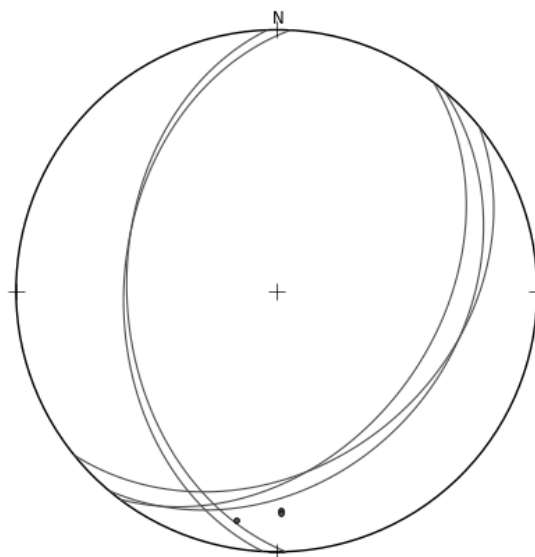
A lineação de estiramento mineral (L_x) apresenta um baixo ângulo e estão obliquas ao plano de foliação regional, possui atitude de 180°, N-S, e possuem um caimento variando entre 10° a 12°. Indicadores cinemáticos foram vistos também, estrias e degraus, mostrando principal

sentido de transporte tectônico para Sul. Essas linhas são marcadas estrias e estiramento mineral principalmente do quartzo.

A zona de cisalhamento é observada em escala de afloramento, caracterizada como uma estreita faixa onde a foliação regional é truncada. É definida pela orientação preferencial dos cristais de quartzo e KF e afeta principalmente as rochas da Suíte Ipueiras.

A seguir mostraremos o afloramento característico do principal elemento da trama dúctil em escala macroscópica. Foram feitos os estereogramas mostrando as principais características das feições planares e lineares do regime dúctil.

Figura 5-26: Figura que mostra as principais feições planares e lineares da área XIX.



As foliações que como já citadas são de baixo a médio ângulo e normalmente mergulham para SE com médio ângulo, e a foliação milonítica mergulham para W em baixo ângulo, também temos as feições lineares que possuem uma direção de caimento forte para S.

Figura 5-27: Compilados de fotos que mostram as disposições dos principais elementos da trama dúctil.



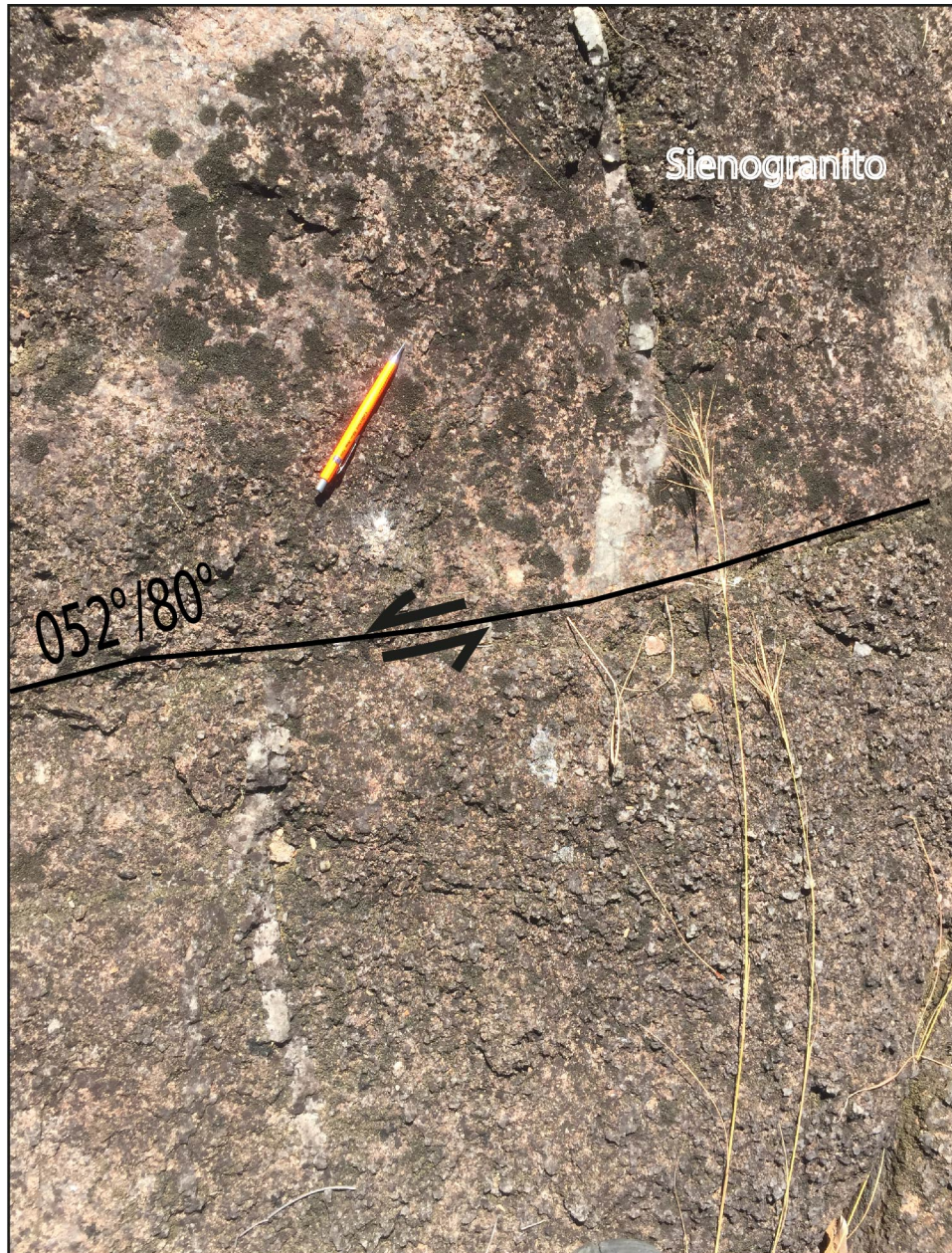
1) Temos o afloramento visto em planta com o Norte indicado pela seta, e as linhas em laranja mostram a foliação regional sendo rotacionada, em amarelo temos a foliação regional, e as linhas pretas delimitam a zona de cisalhamento com cristais de KF e quartzo estirados. 2) Exibe um desenho esquemático mostrando as principais foliações, a banda de cisalhamento que trunca a foliação Sn e uma foliação milonítica; 3) Temos um zoom num plano de foliação, onde é possível observar as feições de lineares (Lx) com a ponta da lapiseira indicando o Norte; 4) Desenho esquemático da foto 3, mostrando as feições em fundo branco.

5.3.3.2. Elementos da trama rúptil

Dentro da área XIX do PMC, os elementos da trama rúptil são aqueles que possuem a maior expressão e maior feições tanto interpretativas quanto descritivas. Falhas, fraturas e veios são os principais componentes desses elementos.

As falhas em escala macroscópica foram vistas de tamanho métrico, escala 1m, afetando principalmente veio de quartzo nos granitos da Suíte Ipueiras, trata-se de uma falha transcorrente com cinemática sinistral.

Figura 5-28: A imagem a seguir mostra a fotografia do afloramento em planta do sienogranito da Suíte Ipueiras



Veio de quartzo e sua atitude (em branco) sendo afetado por uma falha transcorrente de cinemática sinistral e sua atitude (preto).

As fraturas dentro da área XIX apresentam-se em várias escalas, e por tanto, foi o principal elemento interpretativo da área. Consequentemente, foi feito uma sistemática de trabalho, onde, primeiramente foram extraídas as principais direções de faturamento a partir do

MDE e alinhamento de drenagens, depois foram separadas as medidas de fraturas das unidades que foram coletadas em campo, compreendendo as juntas e fraturas para o entendimento do principal padrão de faturamento. Logo depois foram comparados os dois produtos gerados e feita uma relação com as estruturas dúcteis regionais. Foram identificados no total 16 famílias de fraturas, e feita a análise de densidade de suas principais famílias para cada um dos domínios pré-definidos.

- Domínio Regional: MDE e lineamentos de drenagem;
- Domínio I – Local, Suíte Ipueiras;
- Domínio II – Local, Intrusões máficas.

Domínio regional

O domínio regional é constituído de fraturas regionais, tais como alinhamento de drenagem e lineamentos de relevo, foram coletados no total 76 desses tipos de lineamentos regionais. A partir daí foram retirados seus principais azimutes e feitos uma tabela e sua roseta.

Figura 5-29: Mapa de lineamentos de drenagem e de relevo

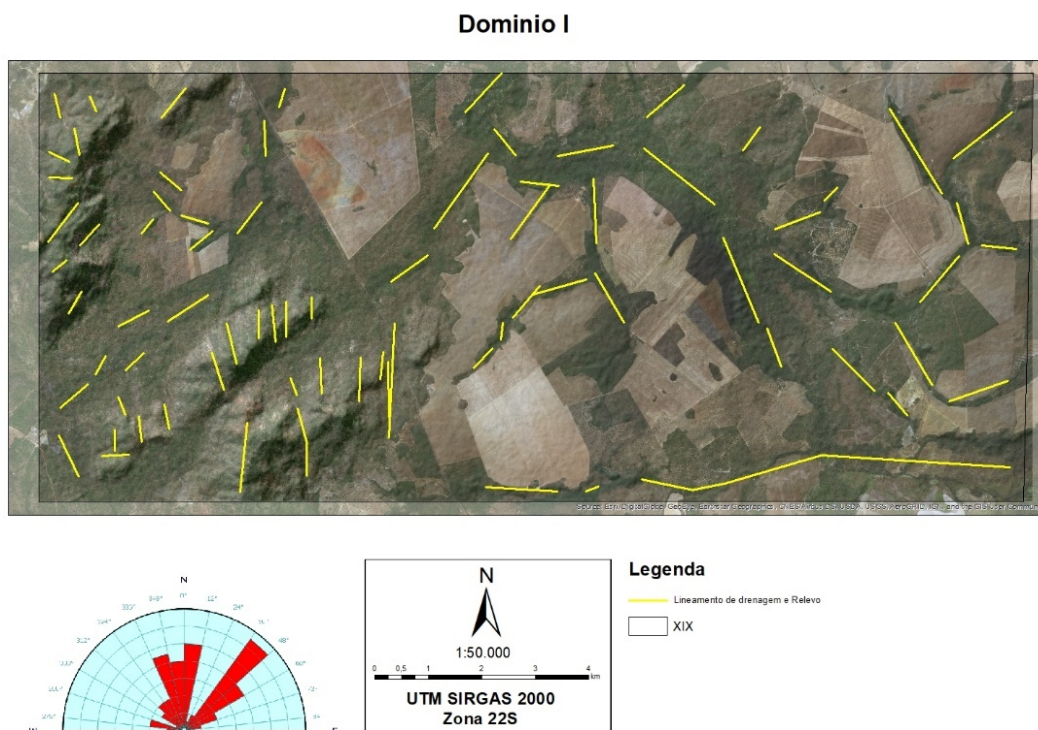
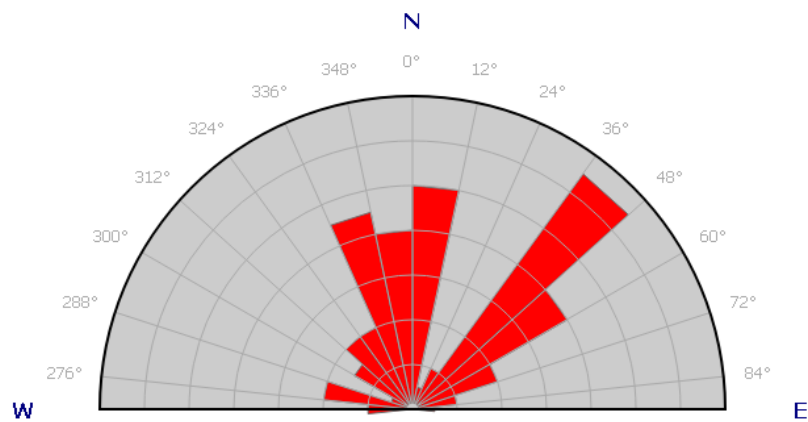


Tabela 7: Tabela de família de fraturas do domínio I, QN = quadrante norte.

| Família | QN | Grau de persistência |
|---------|-----------|----------------------|
| 1 | 90 a 83 | Muito baixo |
| 2 | 84 a 71 | Baixo |
| 3 | 71 a 60 | Moderado |
| 4 | 59 a 48 | Alto |
| 5 | 47 a 36 | Muito alto |
| 6 | 35 a 24 | Baixo |
| 7 | 23 a 12 | Muito baixo |
| 8 | 12 a 0 | Alto |
| 9 | 0 a 347 | Alto |
| 10 | 348 a 335 | Alto |
| 11 | 336 a 323 | Moderado |
| 12 | 324 a 311 | Moderado |
| 13 | 312 a 299 | Baixo |
| 14 | 300 a 287 | Muito baixo |
| 15 | 288 a 275 | Moderado |
| 16 | 276 a 270 | Baixo |

Figura 5-30: Diagrama de roseta do domínio regional de frequência de fraturas.



Cada intervalo radial corresponde a 12° dentro da escala de medida. A principal família é a de direção N40E, também caracteristicamente as famílias N30W e NS.

Domínio I

O domínio I consiste nas fraturas locais pertencentes à Suíte Ipueiras medidas em campo, foram coletadas e separadas 97 fraturas cujo são as mais representativas dentro do contexto regional. Representam juntas e fraturas, por vezes apareciam discretas, e por outras vezes apareciam no afloramento como um todo. Não era comum o preenchimento dessas fraturas, e muitas vezes essas fraturas e juntas eram paralelas.

Figura 5-31 Esquema de imagens das fraturas locais referente ao domínio I.



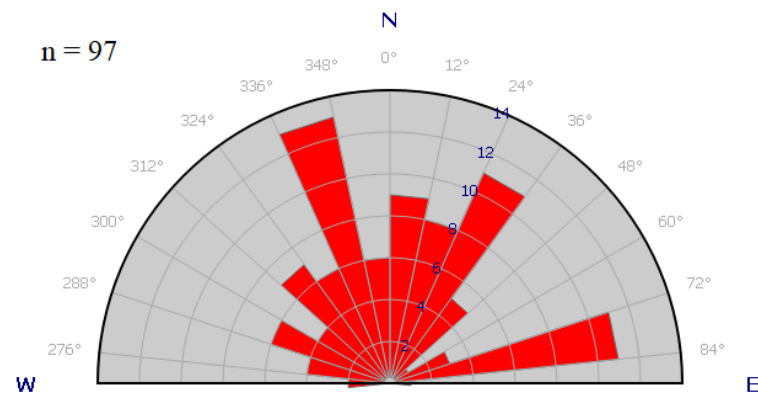
1) Padrão de juntas; 2) Padrão novamente de juntas, sem preenchimento; 3) Fratura discreta, sem preenchimento.

Tabela 8: Tabela de famílias referente ao domínio I.

| Família | QN | Grau de persistência |
|---------|--------|----------------------|
| 1 | 90 a83 | Muito baixo |

| | | |
|-----------|--------------|-------------|
| 2 | 84 a 71 | Alto |
| 3 | 71 a 60 | Baixo |
| 4 | 59 a 48 | Muito Baixo |
| 5 | 47 a 36 | Moderado |
| 6 | 35 a 24 | Alto |
| 7 | 23 a 12 | Moderado |
| 8 | 12 a 0 | Moderado |
| 9 | 0 a 347 | Moderado |
| 10 | 348 a 335 | Muito alto |
| 11 | 336 a 323 | Moderado |
| 12 | 324 a 311 | Moderado |
| 13 | 312 a 299 | Baixo |
| 14 | 300 a 287 | Moderado |
| 15 | 288 a 275 | Baixo |
| 16 | 276 a 270 | Muito Baixo |

Tabela 9: Diagrama de roseta do domínio I de frequência de fraturas.



Cada intervalo radial corresponde a 12° dentro da escala de medida. O padrão NW e NE são os que apresentam juntos a maior densidade de medidas e é um forte indicativo da estruturação. O padrão N70E também se apresenta de maneira expressiva.

Domínio II

O domínio II é constituído no padrão de faturamento local das intrusões máficas. As fraturas que predominam nesse domínio são juntas essencialmente, com domínio definido. São quase que perpendiculares entre si, sem preenchimento.

Figura 5-32: Compilado de fotos que mostra a disposição das fraturas nos corpos máficos.



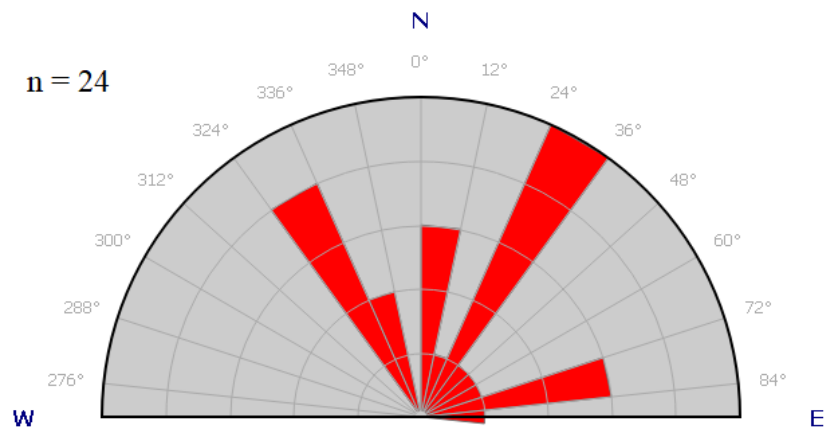
1) Microgabro fraturado em planta, com Norte apontado pela ponta da lapiseira; 2) Microgabro em lajedo mostrando o padrão de faturamento em escala.

Tabela 10: Tabela de famílias referente ao domínio II.

| Família | QN | Grau de persistência |
|---------|-------|----------------------|
| 1 | 90-83 | Muito Baixo |

| | | |
|-----------|-----------|-------------|
| 2 | 84 a 71 | Alto |
| 3 | 71-60 | Baixo |
| 4 | 59-48 | Baixo |
| 5 | 47-36 | Baixo |
| 6 | 35 a 24 | Muito alto |
| 7 | 23 12 | Baixo |
| 8 | 12 a 0 | Alto |
| 9 | 0 a 347 | Inexistente |
| 10 | 348 a 335 | Moderado |
| 11 | 336 a 323 | Alto |
| 12 | 324 a 311 | Inexistente |
| 13 | 312 a 299 | Inexistente |
| 14 | 300 a 287 | Inexistente |
| 15 | 288 a 275 | Inexistente |
| 16 | 276 a 270 | Inexistente |

Figura 5-33: Diagrama de roseta do domínio II de frequência de fraturas.



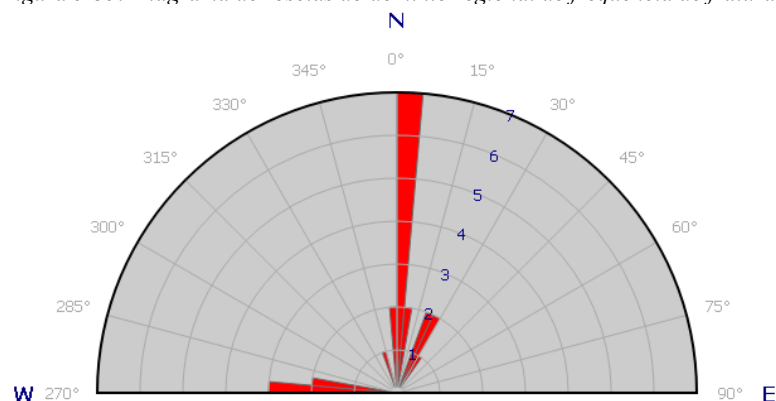
Cada intervalo radial corresponde a 12° dentro da escala de medida. Os padrões de fraturamento ficam evidenciados pelas direções N30E e N30W como as principais famílias de fraturas.

Os veios também são um dos principais elementos da trama rúptil. Abrange a área como um todo e são encontrados em diferentes escalas. São comuns como extensionais, porém ainda são formados por intensos fraturamentos hidráulicos, stockworks e espessos. Esses veios também apresentam estruturas em *echelon*.

Figura 5-34: Compilado de fotos que mostram disposição e variedade dos veios, como são encontrados na área XIX.



Em 1 e 2 temos os veios em *echelon*, em 2 temos os veios sendo cortado por fraturas, em 3 temos sistema de fraturamento hidráulico, em 4 temos um veio de quartzo de escala métrica, e em 6, por fim, temos os veios extensionais.

Figura 5-35: Diagrama de rosetas do domínio regional de frequência de fraturas.

Cada intervalo radial corresponde a 12° dentro da escala de medida. Os padrões de faturamento ficam evidenciados pelas direções NS e EW.

5.3.3.3. Microestruturas

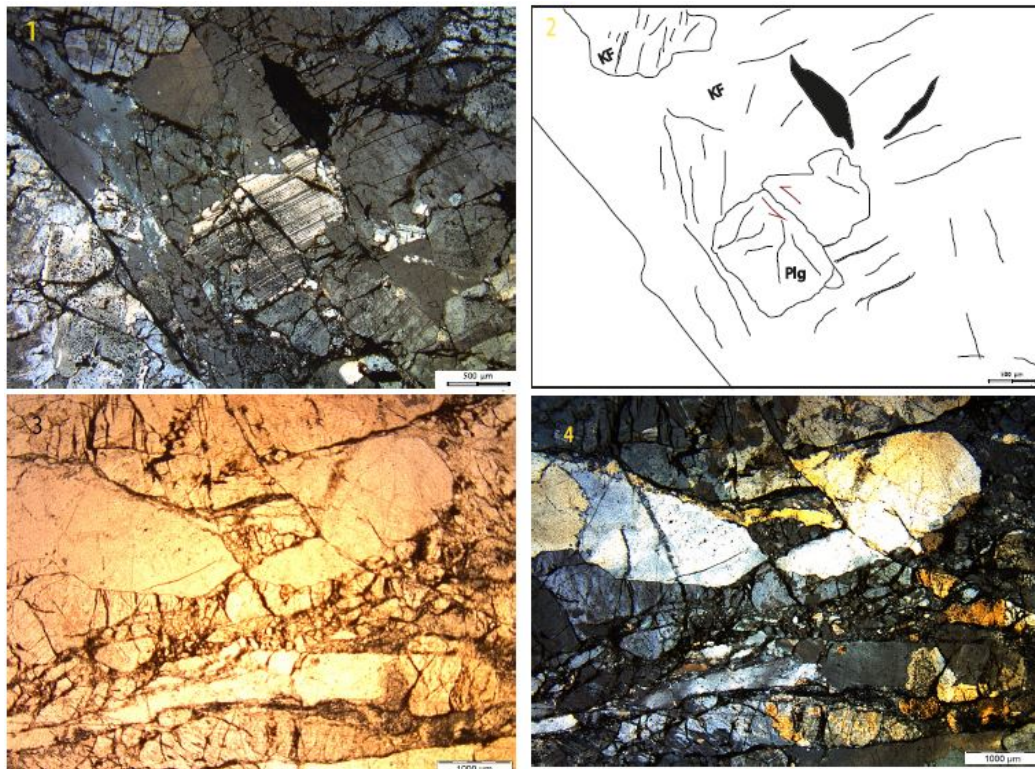
As principais feições microestruturais foram junto com os elementos da trama rúptil afim de ajudar o comportamento da deformação no PMC. Na escala microscópica, os principais minerais observados para uma interpretação segura quanto a deformação foi o quartzo, onde apresentaram as principais feições para interpretação. A análise da microestrutural foi feita de maneira sistemática, onde as principais feições que afetavam as rochas na escala microscópica. Foram analisadas, e separada em sua natureza e unidade que afetava, nessa parte do trabalho a análise foi feita somente pelos integrantes da Suíte Ipueiras e Suíte Santa Rosa, granitos e metarriolitos, tendo em vista que os integrantes das intrusões máficas, em lâminas não apresentavam estruturas características de deformação na proporção do trabalho. Nesta escala de trabalho foram vistos diversos elementos tanto de natureza dúctil tanto da natureza dúctil, porém os domínios foram divididos com base no litotipo afim de melhor representar a natureza da deformação.

- Subdomínio I: Sienogranito;
- Subdomínio II: Metarriolito.

Subdomínio I

O domínio I apresenta diversas feições microestruturais e foi dividido com base no tipo de deformação como um todo, portanto, foram selecionadas as que representam os principais indicadores de deformação. Na parte rúptil, temos os principais integrantes as microfraturas e as microfalhas. Além disso, nessa escala de trabalho o fluxo cataclástico apresenta-se também.

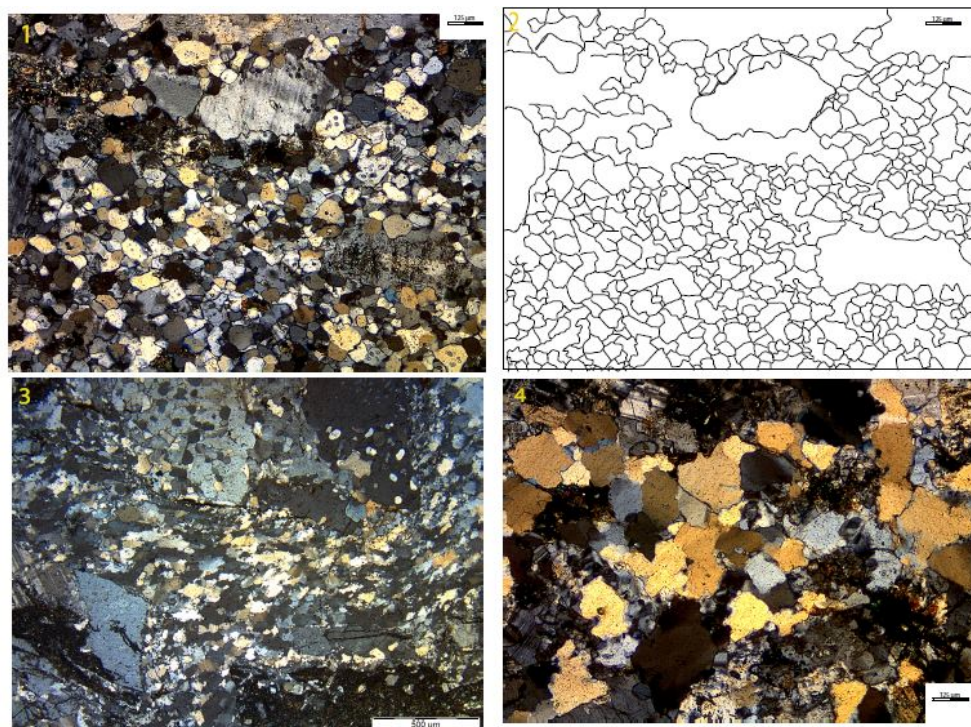
Figura 5-36: Compilado de fotos de microestruturas indicativas de deformação no estágio rúptil.



1) Temos uma fotomicrografia de um sienogranito onde se apresenta intensamente fraturado e falhado. 2) temos um desenho esquemático com escala, onde o cristal de plg possui aproximadamente 1500 µm e apresenta as microfraturas e as microfalhas; 3) Fotomicrografia de em nicóis paralelos de uma estrutura que é o fluxo cataclástico; 4) Fotomicrografia de qtz e KF sendo completamente envovidos pelo fluxo cataclástico.

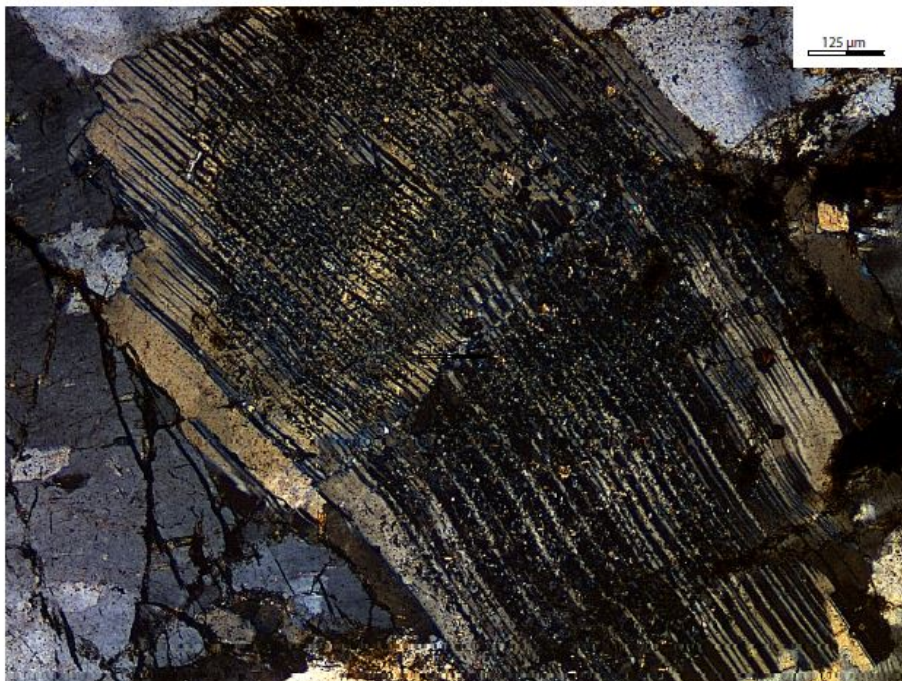
Dentro do mesmo domínio, temos o regime dúctil, os sienogranitos, também como era de se esperar, apresentam uma certa resistência a esse tipo de deformação, ainda que em lugares localizados ainda apresentam uma manifestação desse tipo de deformação. Esse regime é caracterizado por mecanismos de baixa temperatura, determinados pelas geminações mecânicas, extinção ondulante do quartzo e pelos regimes deformacionais, *bulging* (BLG), *subgrain rotation* (SGR) e *grain boundary migration* (GBM).

Figura 5-37: Plate de fotos que mostram a deformação já no estágio dúctil do granito.



1) Fotomicrografia de uma lâmina de sienogranito aumento de 4x no regime II, pelo mecanismo de deformação SGR no estágio dúctil, marcado pela diminuição dos cristais. Os cristais de quartzo já se apresentam todos recrystalizados e com tamanhos que variam de 100 a 125 μm ; 2) Apresenta um desenho esquemático dessa lâmina, que mostra melhor esses contatos e os tamanhos dos cristais de qtz; 3) Fotomicrografia de um sienogranito a nicóis cruzados e aumento de 4x, que evidencia o mecanismo de deformação dúctil no regime II pelo mecanismo de recrystalização de rotação de subgrãos (SGR), percebe que os cristais de qtz também apresentam-se já recrystalizados e tamanhos reduzidos; 4) Fotomicrografia de um sienogranito a nicóis cruzados e aumento de 4x, em destaque temos os cristais de qtz recrystalizados porém nas bordas, contatos lobados a interlobados que evidencia o mecanismo de deformação em mais alta temperatura, o GBM. Os cristais de qtz variam entre 300 e 500 μm .

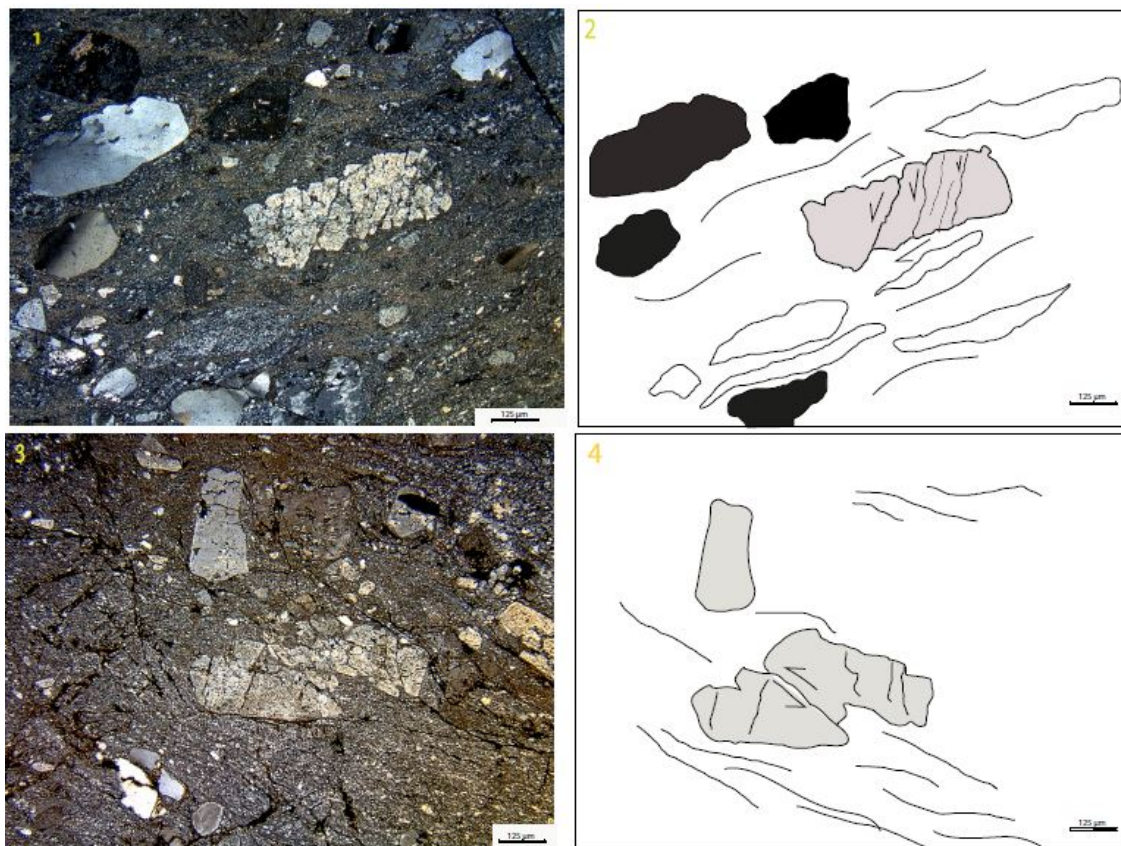
Figura 5-38: Fotomicrografia de um sienogranito a nicóis cruzados e aumento de 4x.



Temos um mecanismo de geminação mecânica, durante a deformação dúctil. O cristal de plg apresenta tamanho de 1500 µm.

O domínio II é marcado pelos metarriolitos, e assim como o domínio I apresenta diversas feições microestruturais, tão característicos quanto, porém não tão variado. Foram separados os mecanismos de deformação, mas característicos dentro de cada um dos regimes, dúctil e rúptil. O domínio II apresenta feições rúpteis notáveis, tais como os microfraturamentos e microfalhas, além de estruturas em “dominó” que notam demais essa feição. Quando se trata do domínio rúptil, apresenta uma intensa recristalização e orientação da matriz. Por se tratar de uma rocha já com textura afanítica, é possível que a deformação já tenha se acomodado de uma maneira diferente do que os granitos, onde preferencialmente a recristalização vai acontecer na matriz, e portanto os mecanismos serão mais difícil de se visualizar devido o tamanho dos cristais serem muito finos.

Figura 5-39: Compilado de fotos que mostram os dois regimes estruturais.



1) Fotomicrografia do riolito a nicóis cruzados com aumento de 1,25x. No foco está um porfiroclasto de KF 2000 µm com microfraturamentos e microfalhas sintéticas, rodeado por uma matriz microcristalina toda recrystalizada, com domínios ricos em qtz e KF e domínios ricos em sericita, os porfiroclastos se apresentam muito angulosos, por vezes euhedrais; 2) Temos um desenho esquemático em escala mostrando o porfiroclasto e suas microfalhas sintéticas; 3) Temos uma fotomicrografia onde nos mostra de novo esse mesmo contexto de pórfiro clasto de KF com microfalhas, clastos angulosos em meio a uma matriz microcristalina orientada.

5.3.4. Metamorfismo

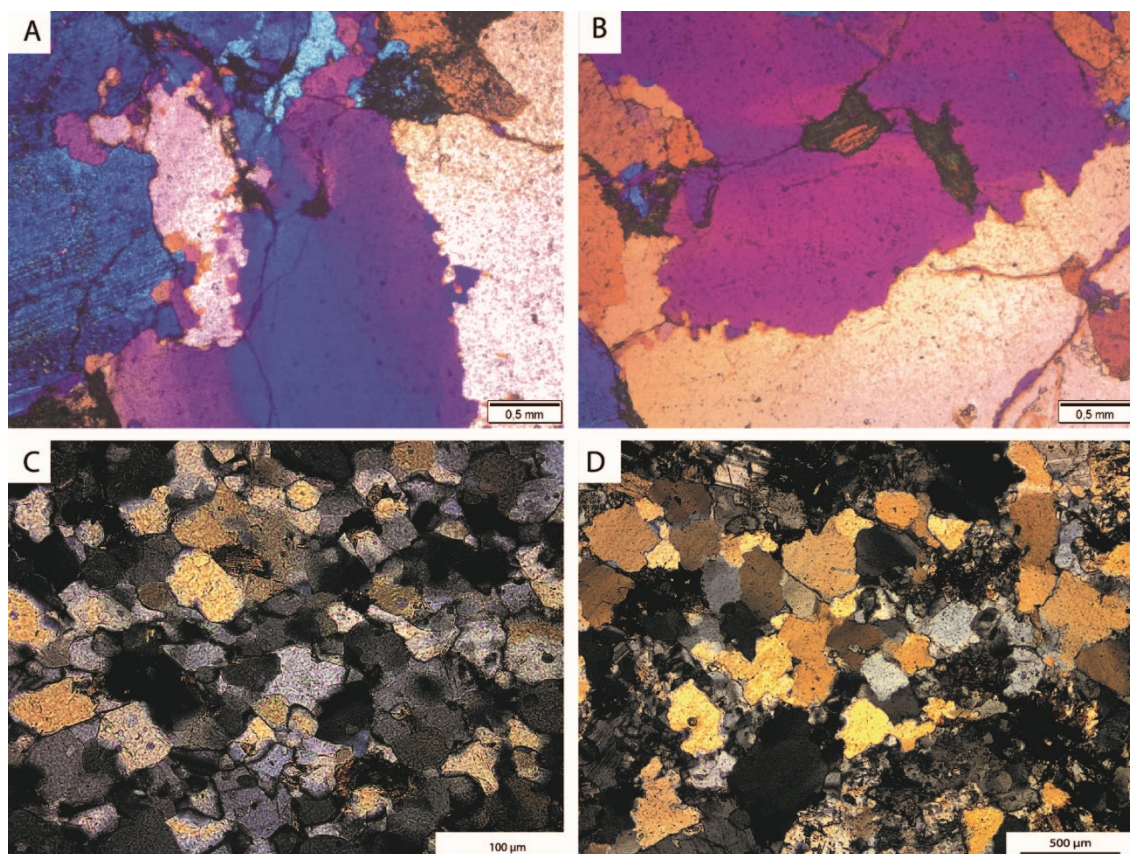
Como a principal unidade aflorante na área XIX, trata-se de sieno- e monzogranitos, a assembleia mineral dessa rocha não favorece para identificação de minerais índices, nem condições de pressão e temperatura, tampouco identificação de facies metamórficas. Entretanto, visando a identificação das facies metamórfica foram utilizadas as microestruturas para condições de pressão e temperatura.

Portanto, neste tópico vamos utilizar a recrystalização dinâmica por fluência de dislocações, e, adotar os regimes propostos por Hirth e Tullis (1992) com base no quartzo, essencialmente para a definição de condições de temperatura e pressão.

Hirth e Tullis (1992) divide em três domínios: regimes I, II e III.

- Regime I: O regime um é marcado essencialmente por uma baixa temperatura e grande taxa de tensão, sugerindo que as fluências por dislocações sejam dificultadas e a recuperação é acomodada pela recristalização da borda do cristal. É controlado pelo mecanismo de *bulging* (BLG) que atinge temperaturas que variam entre 300 °C e 400 °C (Stipp *et al*, 2002);
- Regime II: Esse regime é marcado por um aumento em incrementos de temperatura, ou por diminuição na taxa de tensão, apresenta formações de subgrãos e as dislocações são arranjadas em formas de subgrãos. O mecanismo é essencialmente definido pela recristalização por rotação de subgrãos (SGR), atinge temperaturas entre 400°C e 500 °C (Stipp *et al*, 2002).
- Regime III: Com um novo aumento na temperatura e/ou diminuição na taxa de deformação, o fluxo de stress é baixo o suficiente para permitir que a energia associada com o limite do subgrão para se tornar uma porção significativa da força motriz para migração da borda de grão. O mecanismo principal nesse regime é a migração de borda de grão (GBM) de alta temperatura que atinge 650 °C (Stipp *et al*, 2002).

Figura 5-40: Plate de imagens sobre os regimes e mecanismos de deformação



A) Fotomicrografia a nicóis cruzados e aumento de 4x com placa de quartzo de biotita sienogranito mostrando o mecanismo de BLG sobre o regime I; B) Fotomicrografia a nicóis cruzados e aumento de 4x com placa de quartzo de sienogranito sobre regime I e mecanismo de BLG; C) Fotomicrografia a nicóis cruzados de sienogranito sobre regime II e mecanismo de deformação SGR; D) Fotomicrografia a nicóis cruzados e aumento de 4x sienogranito mostrando recristalização intensa sobre regime III e mecanismo GBM.

Depois de feita a análise em microescala, as microestruturas sugerem que essas rochas comumente apresentam quartzo ondulante e recristalização de borda de grão sobre o regime I pelo mecanismo de *BLG*, então no geral atingiram uma temperatura baixa entre 200 °C e 300 °C, caracterizando o início de um metamorfismo em facies xisto verde baixo, porém em zonas de deformações mais intensas com percolação de fluidos e aumento principalmente da temperatura, essas rochas atingem recristalização por rotação de subgrãos sobre o regime II pelo mecanismo de *SGR* atingindo temperaturas entre 450 °C e 500 °C, caracterizando um metamorfismo em facies xisto verde alto e em lugares localizados com aumento maior de temperatura atingem facies anfibolito marcados pela recristalização de borda de grão em altas temperaturas sob o regime III pelo mecanismo de *GBM*, alcançando temperaturas médias de 650 °C.

5.4. METAMORFISMO

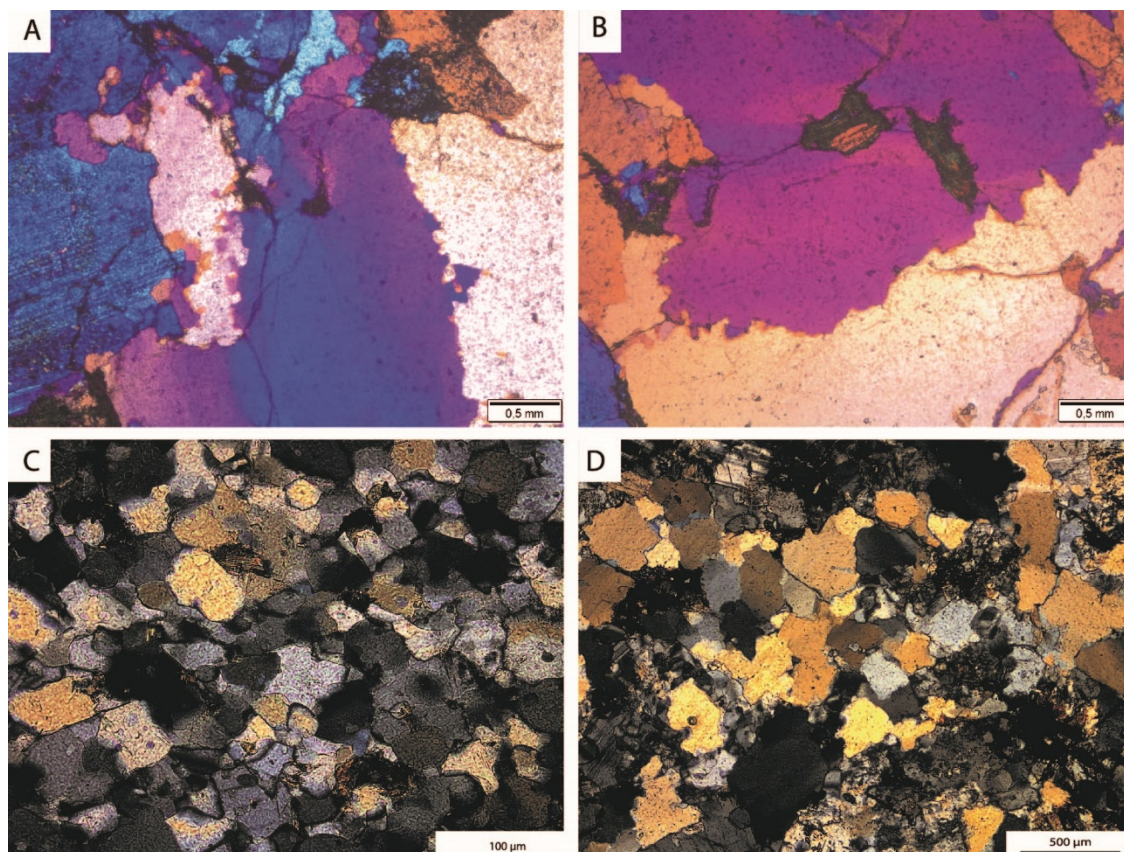
Como a principal unidade aflorante na área XIX, trata-se de sieno- e monzogranitos, a assembleia mineral dessa rocha não favorece para identificação de minerais índices, nem condições de pressão e temperatura, tampouco identificação de facies metamórficas. Entretanto, visando a identificação das facies metamórfica foram utilizadas as microestruturas para condições de pressão e temperatura.

Portanto, neste tópico vamos utilizar a recristalização dinâmica por fluência de dislocações, e, adotar os regimes propostos por Hirth e Tullis (1992) com base no quartzo, essencialmente para a definição de condições de temperatura e pressão.

Hirth e Tullis (1992) divide em três domínios: regimes I, II e III.

- Regime I: O regime um é marcado essencialmente por uma baixa temperatura e grande taxa de tensão, sugerindo que as fluências por dislocações sejam dificultadas e a recuperação é acomodada pela recristalização da borda do cristal. É controlado pelo mecanismo de *bulging (BLG)* que atinge temperaturas que variam entre 300 °C e 400 °C (Stipp *et al*, 2002);
- Regime II: Esse regime é marcado por um aumento em incrementos de temperatura, ou por diminuição na taxa de tensão, apresenta formações de subgrãos e as dislocações são arranjadas em formas de subgrãos. O mecanismo é essencialmente definido pela recristalização por rotação de subgrãos (*SGR*), atinge temperaturas entre 400°C e 500 °C (Stipp *et al*, 2002).
- Regime III: Com um novo aumento na temperatura e/ou diminuição na taxa de deformação, o fluxo de stress é baixo o suficiente para permitir que a energia associada com o limite do subgrão para se tornar uma porção significativa da força motriz para migração da borda de grão. O mecanismo principal nesse regime é a migração de borda de grão (*GBM*) de alta temperatura que atinge 650 °C (Stipp *et al*, 2002).

Figura 5-41: Plate de imagens sobre os regimes e mecanismos de deformação



A) Fotomicrografia a nicóis cruzados e aumento de 4x com placa de quartzo de biotita sienogranito mostrando o mecanismo de *BLG* sobre o regime I; B) Fotomicrografia a nicóis cruzados e aumento de 4x com placa de quartzo de sienogranito sobre regime I e mecanismo de *BLG*; C) Fotomicrografia a nicóis cruzados de sienogranito sobre regime II e mecanismo de deformação *SGR*; D) Fotomicrografia a nicóis cruzados e aumento de 4x sienogranito mostrando recrystalização intensa sobre regime III e mecanismo *GBM*.

Depois de feita a análise em microescala, as microestruturas sugerem que essas rochas comumente apresentam quartzo ondulante e recrystalização de borda de grão sobre o regime I pelo mecanismo de *BLG*, então no geral atingiram uma temperatura baixa entre 200 °C e 300 °C, caracterizando o início de um metamorfismo em facies xisto verde baixo, porém em zonas de deformações mais intensas com percolação de fluidos e aumento principalmente da temperatura, essas rochas atingem recrystalização por rotação de subgrãos sobre o regime II pelo mecanismo de *SGR* atingindo temperaturas entre 450 °C e 500 °C, caracterizando um metamorfismo em facies xisto verde alto e em lugares localizados com aumento maior de temperatura atingem facies anfibolito marcados pela recrystalização de borda de grão em altas temperaturas sob o regime III pelo mecanismo de *GBM*, alcançando temperaturas médias de 650 °C.

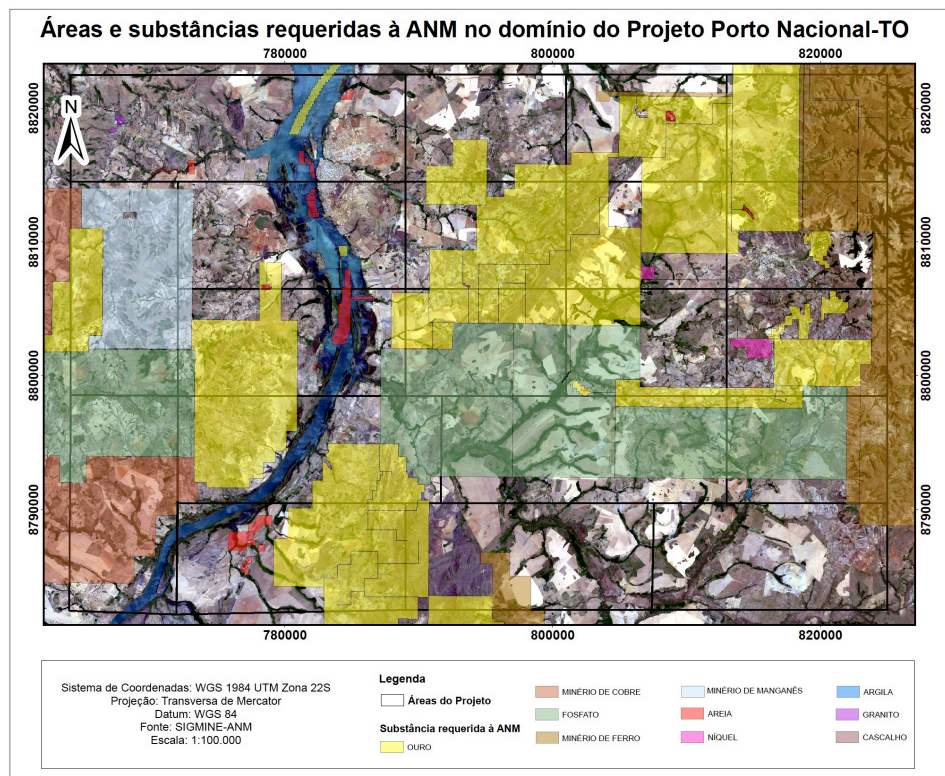
6. GEOLOGIA ECONÔMICA

6.1. INTRODUÇÃO

A região de Monte do Carmo e Porto Nacional é historicamente conhecida por suas inúmeras ocorrências de mineralizações de ouro em distintos contextos geológicos, o que faz da região um distrito aurífero. São conhecidas mineralizações em rochas máficas, ultramáficas e graníticas, sempre associadas a fortes controles estruturais. As atividades de exploração de ouro na região remontam ao século XVIII, quando bandeirantes começaram a extração na região, e durante muito tempo a produção de ouro limitou-se a atividades garimpeiras. Devido ao elevado potencial aurífero, programas de exploração mineral para ouro foram iniciados em meados dos anos 70, com campanhas minerais de diferentes mineradoras, como a Rio Novo, Kinross Gold Corporation, Mineração Taboca, Paranapanema Mining, Monte Sinai LTDA. e Cerrado Gold Inc.

A região também apresenta outras ocorrências minerais diversas. Os ambientes e processos metalogenéticos observados e estudados durante o trabalho de mapeamento são variados e apresentam potenciais econômicos distintos, sob a perspectiva de exploração de diferentes recursos. Mesmo sendo uma área com um grande potencial, não há uma exploração expressiva.

Figura 6.1-6-1: Mapa de substâncias requeridas à ANM na área do Projeto Porto Nacional.



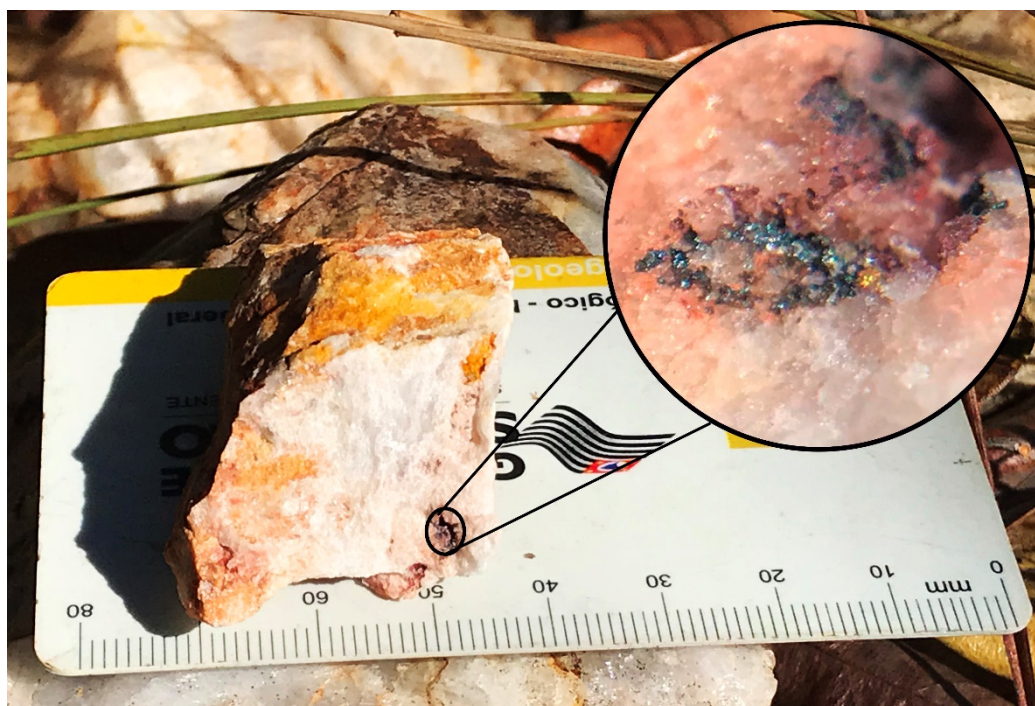
6.2.RECURSOS MINERAIS DO PROJETO MONTE DO CARMO

Garimpos, cavas e pequenas empresas de mineração evidenciam o potencial econômico na exploração de ouro do distrito de Monte do Carmo. Na literatura são descritas inúmeras ocorrências auríferas hospedadas em veios de quartzo em corpos graníticos, xistos, paragnaisses e milonitos. O sienogranito do Carmo possui um depósito em fase de pesquisa mineral, denominado de Depósito Serra Alta, operado pela empresa Cerrado Gold Inc, localizado na subárea IX. A mineralização se caracteriza como do tipo *intrusion related*, formada por dois sistemas de veios e vênulas que se interconectados em dois *trends* principais, NE-SW e NW-SE, desenvolvidos na cúpula do granito e associado a zonas de alteração hidrotermal, com presença de ouro associada a pirita, galena, esfalerita e calcopirita (Maia, 2016).

Outro depósito existente na região estudada é o Depósito Manduca, na subárea XII. A mineralização está relacionada a fraturas e zonas de cisalhamento associado às fases fluidas hidrotermais ricas em sílica, que remobilizaram o minério. As rochas encaixantes dessa mineralização são sericita-xistos e xistos grafitosos, esse último atuando como um bom vetor de prospecção do minério.

Na porção norte da subárea VII, na altura do morro Lajeado, foi estudada a ocorrência de mineralizações auríferas associadas aos veios de quartzo (Henrile Meireles, 1995) e inseridos em zonas de cisalhamento com foliações NE-SW e NW-SE, onde a mineralização se concentra nas bordas das venulações. A ocorrência se encontra no limite das subáreas II e VII, que está encaixada no Granito Torre e rochas da Sequência Metassedimentar Formação Morro do Aquiles.

Figura 6.26-2: Ouro livre encontrado em veio de quartzo na subárea II, provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5mm



Minério de Ferro

As ocorrências de minério de ferro ocorrem associadas aos arenitos ferruginosos da Bacia do Parnaíba, que possuem estratos maciços de hematita, sendo necessária a análise de teor real do minério para determinar sua potencialidade econômica.

Manganês

As ocorrências de formações manganésíferas se dão de forma pontual, na forma de gonditos ou como minério amorfo, seguindo estruturação regional com atitude N30-N40E. A gênese da ocorrência é interpretada como enriquecimento supergênico de protominério causado por percolação de fluidos, e facilitada pela flutuação do nível freático (CPRM, 2017). A mineralização relacionada aos gonditos estão presentes nas subáreas I, III, V, VI, VIII, X, XI e

XV, com gênese está relacionada à sedimentação química de minerais ricos em manganês, em ambiente vulcanogênico

Grafita

As ocorrências de grafita na região são relatadas nas subáreas V, VI, VIII e XI, em xistos grafitosos e grafita gnaisses, pertencentes a Unidade Paraderivada do Complexo Porto Nacional. O minério tem sua gênese associada ao metamorfismo regional, que chaga a fácies granulito, de protólitos sedimentares ricos em matéria orgânica. Na subárea V, afloramentos expressivos foram observados, nas trincheiras do garimpo de ouro, onde a grafita se concentra em camadas, o que o confere um caráter estratiforme. Análises para identificar o grau de cristalinidade da grafita, principal fator que agrega valor a este tipo de minério, devem ser desempenhadas para a garantia de potencial econômico do recurso.

Minerais e rochas industriais

Feldspatos

O crescimento no consumo de feldspato está dominado pelas indústrias de revestimento cerâmico e de coloríficos. Esse aumento pela demanda de feldspato deve-se ao desenvolvimento do processo de produção de porcelanato que usa, na massa cerâmica, cerca de 60% de feldspato (Luz & Lins, 2008). Assim, fontes de feldspato potássico alternativas têm sido exploradas. No Projeto Monte do Carmo, tem-se abundância de meta-sienogranitos, de granulação média, com grande proporção de feldspato potássico (~40%) nos corpos da Suíte Ipueiras e Suíte Lajeado. Esses metagranitos podem atuar como uma fonte alternativa economicamente viável para esse mineral.

Agregados

Materiais relacionados ao mercado da construção civil são abundantes na área e são utilizados para a produção de asfalto, estradas, calçamento e cimento. Os grandes depósitos aluvionares presentes na área do Projeto Monte do Carmo, os quartzitos da Sequência Metassedimentar Indiferenciada e a extensa cobertura laterítica são insumos propícios para a exploração de areias e agregados. A areia encontrada de forma geral na cobertura aluvionar varia de média a grossa, composta por quartzo e minerais micáceos. Empresas que já fazem a exploração desse recurso, na Área XVIII, usam o método de dragagem para a extração de areia lavada. O quartzito pode ser considerado um potencial viável na extração de areia para fabricação de vidros, refratários e cimento.

O laterito, encontrado comumente em relevos planos, estão dispostos na forma de grandes blocos, que por vezes podem apresentar dimensões métricas. Através da britagem, usa-se esse insumo para agregado de asfalto e, como exemplo típico, para agregados de cimento, como visto na Catedral de Nossa Senhora das Mercês, em Porto Nacional.

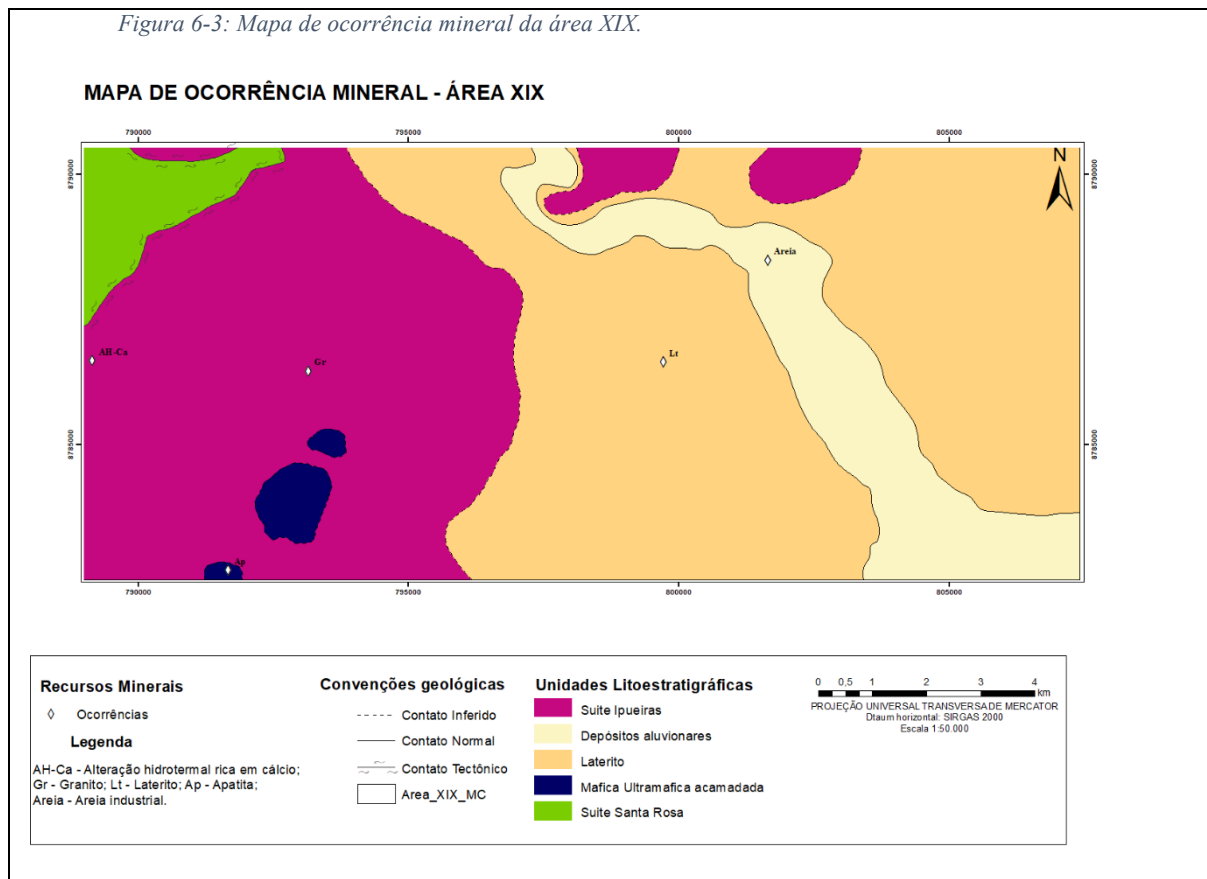
Rochas ornamentais e/ou revestimento

Ainda é crescente a busca por rochas ornamentais, o que torna viável a exploração de rochas de diversos contextos geológicos. Os destaques para essa utilização são os corpos intrusivos isotrópicos, como o Granito Matança, que ocorre nas subáreas I e V; e os granitos da Suíte Ipueiras, expostos nas subáreas IV, IX, XIII, XIV, XV, XVI, XVIII e XIX. Os metagranitos possuem granulação média a grossa e textura porfírica gerada pela presença de fenocristais de K-feldspato. As ardósias da Sequência Metaculcanosedimentar indiferenciada também possuem potencial para serem usadas como pedra ornamental. As rochas conglomeráticas da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo, localizadas na região nordeste da área XVII, são formadas por clastos polímiticos, mal selecionados com fragmentos líticos de origens distintas, sem alteração e com baixa grau de faturamento, representando um potencial emprego para o litotipo.

6.3.RECURSOS MINERAIS DA ÁREA XIX

A área do PMC apresenta um cenário de potencial econômico atraente devido ao contexto regional de exploração mineral em ouro há muitos anos, dentro da área XIX destacam-se os potenciais metálicos para ouro, laterito para construção civil, areia industrial, e fosfatos para fertilizantes. Na figura abaixo mostra-se as principais ocorrências minerais da área XIX.

Figura 6-3: Mapa de ocorrência mineral da área XIX.



Potenciais metálicos – Ouro

As cidades de Porto Nacional e Monte do Carmo possuem ao longo histórico de exploração de ouro, foram realizadas diversas excursões em busca deste minério, as quais datam a época dos bandeirantes.

Na área XIX não foram observados garimpos desativados, contudo na região foram vistas feições que indicam proximidades dessas zonas mineralizadas.

Alteração hidrotermal

Frequentemente as alterações hidrotermais são os principais vetores prospectivos e hospedeiros das grandes mineralizações em granitos ao redor do mundo. Normalmente essas feições são caracterizadas por assembleias minerais características que aquecem a prospecção nessas áreas.

No contexto da área XIX as zonas de alterações hidrotermais mais intensas estão próximas a zonas de cisalhamentos, o que indica que essas estruturas foram responsáveis pela concentração e canalização de fluidos hidrotermais ao longo de sua estruturação e sua interação

com as rochas presentes foram responsáveis por essas alterações. Essas alterações incluem epidotização intensa, contudo não há como definir esses halos de alteração.

Rocha ornamental

A Associação Brasileira de Normas Técnicas define rocha ornamental como um material rochoso natural, que submetido a diferentes graus ou tipos de beneficiamento, pode ser utilizado para exercer uma função estética e/ou estruturante em uma obra de construção civil.

Na área XIX existe uma grande potencialidade para os granitos da suíte ipueiras entrarem como rochas ornamentais. Essas rochas apresentam uma variação na granulação e a grande presença de feldspato alcalino confere a elas uma coloração avermelhada, além de um contraste com os minerais máficos que dão a essa rocha um certo contraste.

Para afirmar qualquer tipo de viabilidade econômica é necessário fazer um estudo de mercado, e levar em conta a opinião popular em questão da rocha, além de um estudo mais detalhado nas famílias de fraturas para considerar a lavra desses corpos e avaliar sua resistência quanto aos processos de beneficiamento. Na região já existe um histórico de produção de rochas ornamentais derivadas desse granito.

Crosta laterítica

A crosta laterítica é a unidade de maior expressividade dentro do PMC como um todo, e nessa região já há indícios de exploração dessa unidade, utilizados na construção civil. Apresenta um material ferruginoso, e hematita, goethita e quartzo essencialmente. Muito utilizado na construção de estrada e aterros, seu uso resume-se a britagem para obtenção de cascalho largamente empregado na construção de rodovias.

Compreende a unidade de maior expressão na área XIX. Possui uma textura vermiforme e apresenta uma coloração ocre com manchas amarelas e cristais de quartzo no geral. A assembleia mineral já foi citada.

Areia industrial

São materiais extremamente importantes em vários segmentos industriais: na fabricação de vidros e na indústria de fundição, seus principais usos, na indústria cerâmica, na fabricação

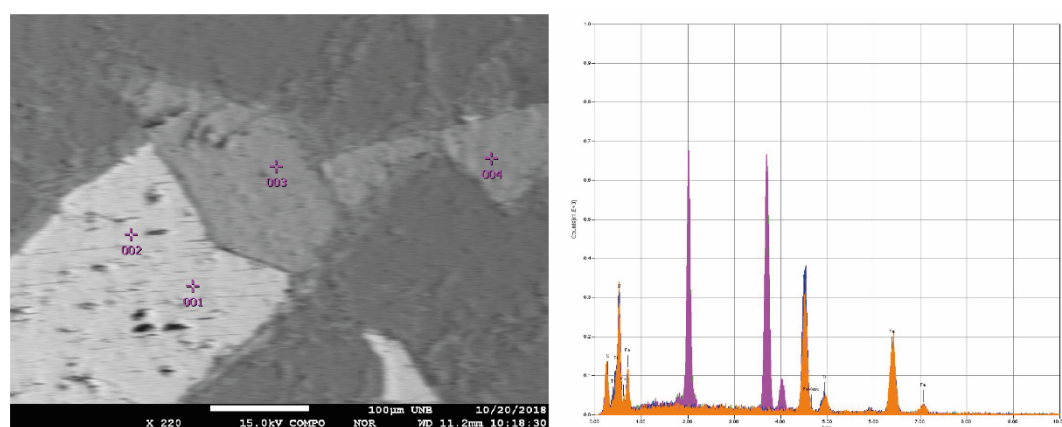
de refratários e de cimento, no faturamento hidráulico para recuperação secundária de petróleo e gás, e também em aplicações não industriais como horticultura e locais de lazer.

Na porção central da área XIX, os depósitos aluvionares concentra uma grande quantidade de areia advinda do intemperismo principalmente das rochas graníticas. Normalmente esse tipo de depósito não necessita de um beneficiamento muito extenso, portanto é barato e não apresenta um nível considerável de argila pois são sedimentos inconsolidados portanto seu nível de pureza é alto.

Fertilizantes – Fosfatos

Na área XIX há a ocorrência de apatita, que é um mineral primário de fosfato. Caracterizam-se na região apenas como pequenas ocorrências, e necessita de mais estudos de viabilidade econômica para a extração desse mineral. A apatita ocorre principalmente em abundância nas intrusões máficas da área, em análise microscópica foram observados nas lâminas TF18_XIX_38 e TF18_XIX_73.2.

Figura 6-4: Retroespalhamento de elétrons em lâmina TF18_XIX_73.2.



A imagem de retroespalhamento de elétrons mostra nos pontos 3 e 4. Nos pontos 1 e 2 mostram ilmenita. Na curva de coloração magenta mostra os picos de P e Ca respectivamente.

7. EVOLUÇÃO TECTÔNICA

8. DISCUSSÕES

O Projeto Monte do Carmo é o trabalho mais recente da região, antes dele houveram outros que tiveram o âmbito de mapear a região. Dentro da escala de trabalho foi possível individualizar e caracterizar melhor algumas unidades da região. A elaboração do mapa geológico final do projeto levou em considerações os depósitos aluvionares e coberturas

lateríticas como unidades cartografáveis, visando mostrar de maneira confiável às exposições dessas rochas, ao contrário dos trabalhos anteriores.

O mapeamento realizado em escala de 1:50.000 no âmbito do Projeto Monte do Carmo (PMC) engloba terrenos de alto grau e granito-gnaissícos paleoproterozóico representados pelo Complexo Granulítico Porto Nacional, Formação morro do Aquiles, Suíte Plutônica Ipueiras, Suíte Vulcânica Santa Rosa e plutônicas si a tardi-tectônicas. As sequências metavulcanossedimentares Formação Monte do Carmo e a Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, intrusões máfico-ultramáfico acamadadas e granitogênese da Suíte Lajeado e Suíte Aliança são os integrantes do Neoproterozóico. Por fim as unidades sedimentares da Bacia do Parnaíba, os depósitos aluvionares recentes e coberturas lateríticas fecham como os representantes do Fanerozóico.

Em comparação, principalmente, com o trabalho anterior de mapeamento da região de escala 1:250.000 realizado pela CPRM houveram mudanças cartográficas significativas. A de maior expressão trata-se da presença das coberturas lateríticas, que ocupam a área de maior expressividade do PMC.

A Suíte Santa Rosa foi estendida para as áreas mais a sul do projeto, anteriormente delimitadas somente na porção mais a leste da região, nas redondezas da cidade de Monte do Carmo correlacionadas aos granitos do Carmo da Suíte Ipueiras. Essas rochas foram também relacionadas ao granito Areias da mesma suíte, abrindo uma discussão sobre a gênese desse evento vulcânico correlacionado à granitogênese. Sabóia (2009) reforça essa discussão por meio de datações em rochas vulcânicas da Suíte Santa Rosa e obteve idades de 2,1 Ga, próximas as idades da granitogênese da Suíte Ipueiras.

Outra mudança na área do PMC em relação ao mapa da CPRM foram as intrusões máficas ultramáficas. Anteriormente na área só levavam em considerações as intrusões do grupo I definidas por Lima (2008), e recentemente foram adicionadas também as intrusões do grupo II definida pelo mesmo autor. Também foi proposto uma nova intrusão de um corpo máfico-ultramáfico denominado Intrusão Maribondo, à leste do PMC.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANEXOS